

A MAGYAR ÁLLAMI EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZET KIADVÁNYA

GEOFIZIKAI KÖZLEMÉNYEK

A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETÉNEK HIVATALOS LAPJA

★

**SZERKESZTI:
DOMBAI TIBOR**

V. KÖTET, 3. SZÁM



MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1956

Felölös szerkesztő:
DOMBAL TIBOR

Szerkesztőhizottság:
Dr. BARTA GYÖRGY, Dr. EGYED LÁSZLÓ, Dr. FACSINAY LÁSZLÓ,
Dr. KÁNTÁS KÁROLY, KILCZER GYULA, OSZLACZKY SZILÁRD

Szerkesztő:
BUDAY TIBOR

Felölös kiadó: Solt Sándor

| | | |
|---------------------|--------------------------------------|----------------------------|
| Műszaki szerkesztő: | Ivterjedelem: 5 $\frac{1}{4}$ (A 15) | Megrendelve: 1956. VII. 3. |
| Hegedűs Ernő | Ábrák száma: 20 | Imprimálva: 1956. IX. 7. |
| Papíralak 70×100 ív | Példányszám: 700 | Megjelent: 1956. IX. 25. |
| | Azonossági szám: 705 | |

Ez a könyv az MNOSZ 5601-54 és 5602-50 A szabványok szerint készült

11285. Franklin-nyomda Budapest, VIII., Szentkirályi-utca 28.
Felelős: Vértes Ferenc

L. EGYED

SOME NOTES CONCERNING THE PRINCIPLES OF REGIONAL ANOMALIES

The correct definition of residual-anomaly and its connection with the higher derivatives is given. The equation derived points to a new method of the determination of residual-anomalies. It is shown further, that the applied radius of environment has a lower and an upper limit as well, and, in the first place these limits have to be determined for the investigated area.

A REGIONÁLIS ANOMÁLIÁK ELVI KÉRDÉSEIRŐL

EGYED LÁSZLÓ

A gravitációs tér képeben mindig együttesen jelentkezik a helyi szerkezet sűrűségkülönbségei folytán fellépő hatás a kontinentális tömegek és a Föld hatásával. A gyakorlati geofizikai kutatásban a Föld elméleti hatását éppen a szélességi, magassági és topografikus korrekciók figyelembevételével küszöböljük ki a mérési adatokból. Ennek ellenére nagyobb méretű hatások járulhatnak a helyi szerkezet által kialakított képhez s ez a járulékos hatás zavarólag hathat a szerkezet körülhatárolásánál.

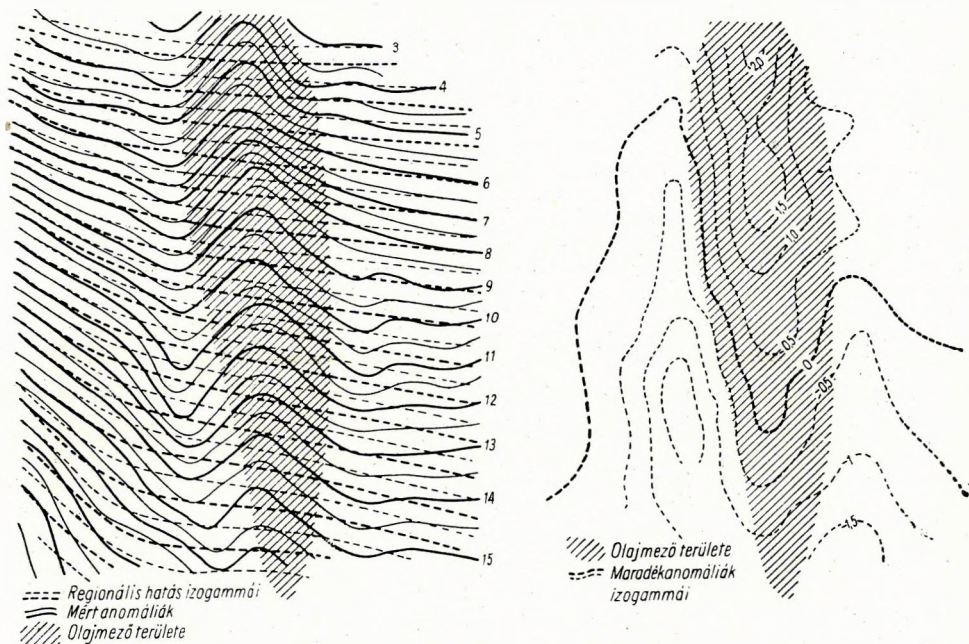
Általában azt a hatást, amely nagyobb területre terjed ki, és amely a gyakorlati mérések értelmezésénél zavarólag hat, *regionális* vagy *területi hatásnak* nevezzük. A gravitációs mérések kiértékelésénél ezt a regionális hatást egy-egy részletszerkezet vizsgálata esetén ki kell küszöbölni.

A most elmondott, nem túlzottan szabatos definícióban benne van a regionális hatás meghatározásának és kiküszöbölésének módja is. A regionális hatás a helyi hatások mellett nagy területen jelentkezik. Ez azt jelenti, hogy az anomáliák menetében, az egész területre vonatkozólag szabályosságot látunk. Ha az izogammák szabályos menetét megrajzoljuk, akkor az ettől való eltérés éppen a helyi szerkezetek hatásából ered. Ez az alapja azoknak a grafikus eljárásoknak, amelyekkel a helyi hatásokat — főképpen a gravitációs kutatások első szakaszában — meghatározták (1), (2).

Bár e grafikus eljárások gyorsak és szemléletesek, az a hátrányuk, hogy alkalmazásukhoz bizonyos fokú ügyesség s a kiértékelőnek az ítélete szükséges, ennek megfelelően bizonyos szubjektív jellege is van. De megvan az a hátrányuk is, hogy felbontóképességük nem terjed bizonyos határon túl. Ezért alakultak ki azután a különböző hálózatos megoldások,

A kézirat 1956. február 18-án érkezett be.

amelyek gyakorlatilag minden helyre a maradékanomália értékét úgy adták meg, hogy meghatározott raszterrel előírt pontokban kiolvasták az anomália értékeket s az előírt képlethől kiszámolható a maradék anomália. Ezeknek a képleteknek és eljárásoknak egész garmadája ismeretes és szerzőik éppen az adott konkrét példára való sikeres alkalmazhatósága miatt képzelik egyedül helyesnek (3). E módszerek egy részét «*második deriváltak*» módszerének is nevezik, mivel a gravitációs tér potenciálja harmonikus függvény, s így a maradékanomália és a térerősség második deriváltja között arányosságot lehetett kimutatni.



1. ábra. a) A Wellington-olajmező feletti gravitációs anomália és a regionális hatás; b) Maradékanomália a Wellington-olajmezőn.

Mi az alábbiakban éppen a maradékanomáliákat szeretnénk definiálni s ennek alapján szeretnénk eljárást adni meghatározására és rámutatni néhány tényre, amelynek alapján vizsgálatuk, alkalmazási módjuk könnyebben keresztülvihetővé válik.

A regionális hatás a fentiek szerint nagy területre kiterjedő hatás, amely kisebb területen belül síkkal vagy valamely másod- vagy harmadfokú felülettel helyettesíthető.

Ha a regionális anomália menetét síkkal lehetne megközelíteni, akkor adott pontban az értékét megkaphatnánk a környező adatokból úgy, hogy a pont körül centrálisan szimmetrikus vonal mentén való értékeit közepelnénk. Ha a szóbanforgó pontban a regionális hatáson kívül helyi hatás is van, akkor a középpontra vonatkozó érték el fog térni a regionális

értéktől. Ilyen esetben az eltérés attól is függ, hogy milyen körön vettem az anomáliák átlagértékét. Egységesség kedvéért tehát a *maradékanomáliát*, vagy *reziduel anomáliát* úgy helyes definiálni, hogy az az *egységnyi területű körre vonatkoztatott kerületi átlagtól való eltérés határértéke*.

A kerületi átlag

$$\bar{g} = \frac{1}{2\pi\varrho} \oint g \, ds = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} g \, d\varphi$$

Ekifejezésben \bar{g} az anomália kerületi átlaga, ϱ a kör sugara, g az anomália értéke a ϱ sugarú kör kerületének tetszőleges pontján.

A kerületi átlagtól való eltérés egységnyi területre vonatkoztatott értéke:

$$\frac{g_0 - \bar{g}}{\varrho^2 \pi},$$

ahol g_0 az anomália értéke a kör középpontjában.

Így a maradékanomália értéke a g_0 pontban a következő határértékkel adható meg:

$$R(g_0) = \lim_{\varrho \rightarrow 0} \frac{g_0 - \bar{g}}{\varrho^2 \pi}.$$

Kimutatható, hogy ha regionális anomália van jelen, akkor ennek az értéke az $R(g)$ értékében nem játszik szerepet, helyesebben az $R(g)$ anomáliák képét csupán egy állandóval módosítja.

Ha ugyanis az anomália képe pl. másodfokú felülettel megközelíthető, akkor

$$g_{reg} = ax^2 + bxy + cy^2 + dx + ey + f$$

összefüggésre alkalmazva a kerületi átlagképzést, azt kapjuk, hogy

$$R(g_{reg}) = -\frac{a+c}{\pi}.$$

Ez az érték nem függ a sugártól, csupán a felület jellemző adataitól. Az anomáliára alkalmazott $R(g)$ értéket a regionális hatás csupán mint állandó terheli azon a felületen belül, ahol a regionális anomália másod-, illetve harmadrendű felülettel való megközelítése fennáll.

Lássuk az adott definíciónak az összefüggését a gyorsulásfüggvény adott pontra vonatkozó adataival.

Általánosságban a g -függvény a g_0 -érték körül Taylor-sorba fejthető, amelynek az ötödik tagjáig kifejtett alakja ilyen lesz:

$$g = g_0 + \frac{\partial g}{\partial x} x + \frac{\partial g}{\partial y} y + \\ + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial^2 g}{\partial x^2} x^2 + 2 \frac{\partial^2 g}{\partial x \partial y} xy + \frac{\partial^2 g}{\partial y^2} y^2 \right) +$$

$$\begin{aligned}
& + \frac{1}{6} \left(\frac{\partial^3 g}{\partial x^3} x^3 + 3 \frac{\partial^3 g}{\partial x^2 \partial y} x^2 y + 3 \frac{\partial^3 g}{\partial x \partial y^2} x y^2 + \frac{\partial^3 g}{\partial y^3} \right) + \\
& + \frac{1}{24} \left(\frac{\partial^4 g}{\partial x^4} x^4 + 4 \frac{\partial^4 g}{\partial x^3 \partial y} x^3 y + 6 \frac{\partial^4 g}{\partial x^2 \partial y^2} x^2 y^2 + 4 \frac{\partial^4 g}{\partial x \partial y^3} x y^3 + \frac{\partial^4 g}{\partial y^4} y^4 \right) + \\
& + \frac{1}{120} \left(\frac{\partial^5 g}{\partial x^5} x^5 + 5 \frac{\partial^5 g}{\partial x^4 \partial y} x^4 y + \dots + 5 \frac{\partial^5 g}{\partial x \partial y^4} x y^4 + \frac{\partial^5 g}{\partial y^5} y^5 \right).
\end{aligned}$$

Ha itt bevezetjük az $x = \varrho \cos \varphi$; $y = \varrho \sin \varphi$ helyettesítést és integrálunk 0 és 2π között, akkor

$$\bar{g} = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} g d\varphi = g_0 + \left(\frac{\partial^2 g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 g}{\partial y^2} \right) \frac{\varrho^2}{4} + \left(\frac{\partial^4 g}{\partial x^4} + 2 \frac{\partial^4 g}{\partial x^2 \partial y^2} + \frac{\partial^4 g}{\partial y^4} \right) \frac{\varrho^4}{64}.$$

Ha figyelembe vesszük a

$$\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = 0.$$

Laplace-egyenletet és azt, hogy $-\frac{\partial U}{\partial z} = g$, akkor a Laplace-egyenlet z szerinti differenciálásával

$$\frac{\partial^2 g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 g}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 g}{\partial z^2} = 0$$

összefüggéshez jutunk, ahonnan az első zárójeles kifejezés

$$\frac{\partial^2 g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 g}{\partial y^2} = -\frac{\partial^2 g}{\partial z^2}.$$

Másrészt a második zárójeles kifejezés

$$\begin{aligned}
& \frac{\partial^4 g}{\partial x^4} + 2 \frac{\partial^4 g}{\partial x^2 \partial y^2} + \frac{\partial^4 g}{\partial y^4} = \\
& = \frac{\partial^2}{\partial x^2} \left(\frac{\partial^2 g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 g}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \left(\frac{\partial^2 g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 g}{\partial y^2} \right) = \\
& = -\frac{\partial^4 g}{\partial x^2 \partial z^2} - \frac{\partial^4 g}{\partial y^2 \partial z^2} = -\frac{\partial}{\partial z^2} \left(\frac{\partial^2 g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 g}{\partial y^2} \right) = \frac{\partial^4 g}{\partial z^4}.
\end{aligned}$$

Ennek figyelembevételével

$$\bar{g} = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} g d\varphi = g_0 - \frac{\varrho^2}{4} \frac{\partial^2 g}{\partial z^2} + \frac{\varrho^4}{64} \frac{\partial^4 g}{\partial z^4}$$

vagyis

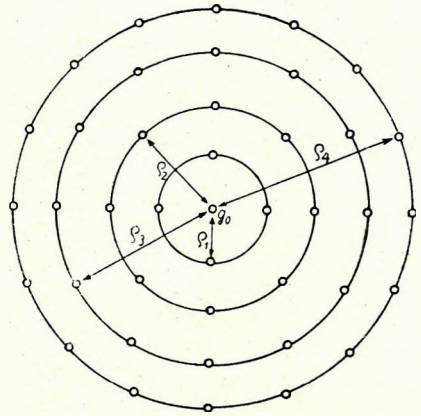
$$\frac{g_0 - \bar{g}}{\varrho^2 \pi} = \frac{1}{4\pi} \frac{\partial^2 g}{\partial z^2} - \frac{1}{64\pi} \frac{\partial^4 g}{\partial z^4} \varrho^2.$$

Ezzel kimutattuk, hogy az általunk definiált maradékanomáliának van határértéke és ez

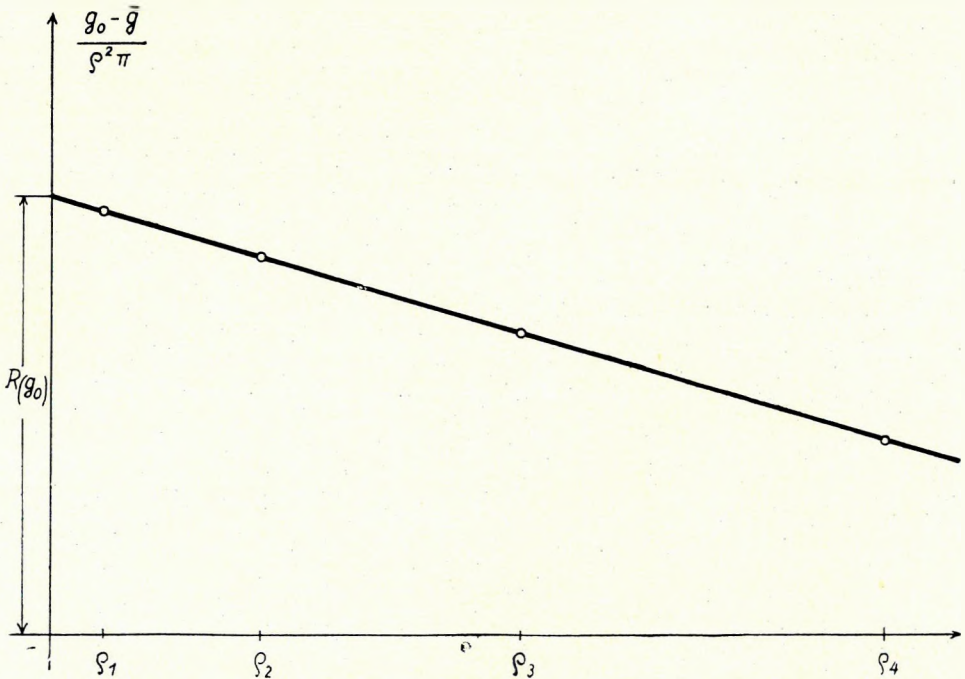
$$R(g_0) = \lim_{\varrho \rightarrow 0} \frac{g_0 - \bar{g}}{\varrho^2 \pi} = \frac{1}{4\pi} \frac{\partial^2 g}{\partial z^2}.$$

A középértékképzés határértéke tehát a második derivált 4π -ed részének a meghatározásához vezet.

Ez az összefüggés természetesen azért áll fenn, mert a g -re felírható a Laplace-egyenlet. A fenti összefüggés rendkívül egyszerű grafikus megoldás lehetőségét is biztosítja. Ha ugyanis különböző sugarú körökre meghatározzuk a $\frac{g_0 - \bar{g}}{\varrho^2 \pi}$ értékét, akkor ez ϱ^2 -nak lesz a függvénye.



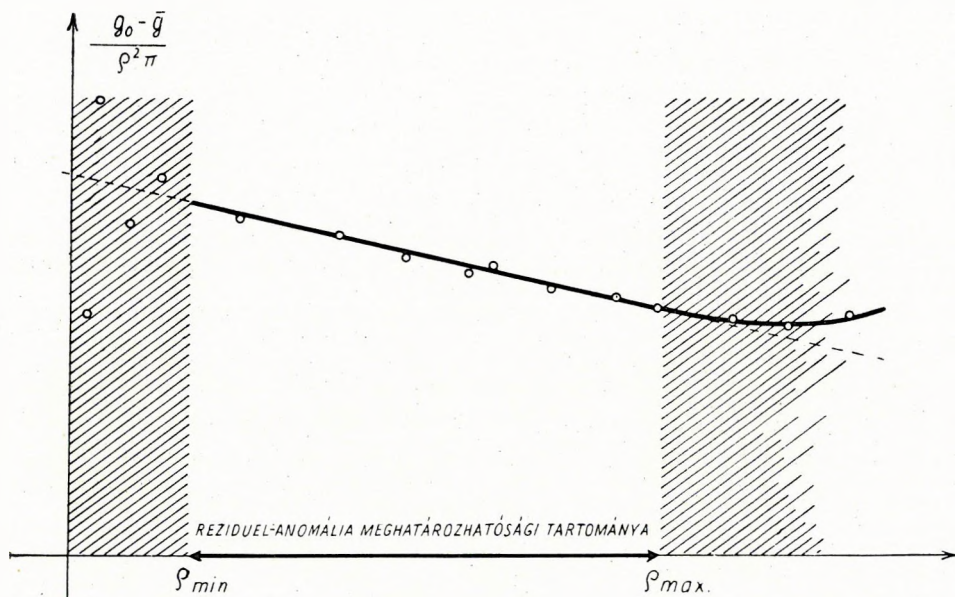
2. ábra. Az észlelési állomás körül elhelyezett különböző sugarú leolvasási körök.



3. ábra. Az egységnyi területre vonatkoztatott kerületi átlagtól való eltérések értékei különböző sugarak esetén. (Az abszcissa kvadrátikus koordináta-beosztású.)

Ha tehát mi a q koordinátát a négyzetszámok szerint visszük fel, akkor a $\frac{g_0 - \bar{g}}{q^2 \pi}$ értékei olyan egyenes mentén helyezkednek el, amelynek az ordinátatengellyel való metszéspontja adja az $R(g_0)$ értékét, ami éppen a regionális hatástól független maradékhatast jellemzi (l. 3. ábra).

Ez a módszer egyúttal rávilágít arra a kérdésre is, hogy miért alakult ki annyiféle formula a maradékanómália kiszámítására. Az $\frac{1}{4\pi} \frac{\partial^2 g}{\partial z^2}$



4. ábra. A reziduel-anómália meghatározhatósági tartománya.

grafikus meghatározási módja nyilvánvalóvá teszi azt, hogy a lineáris szakasznak van egy alsó és van egy felső határa, miután a túl kicsiny sugarú köröknél az értékek bizonytalansága és a mérési pontosság a $\frac{g_0 - \bar{g}}{q^2 \pi}$ értékek szóródásához vezet, míg túl nagy sugárnál már az 5-öd fokú közelítés sem elegendő. A maradékanómália számítását csakis e két határon belüli körökben végzett középértékképzések alapján lehet meghatározni.

I R O D A L O M

1. VAJK R.: Regionális gradiens meghatározása és torziós ingamérések interpretálása regionális gradiens esetén. Matematikai és Term. Tud. Ért. XLIX. kötet, 465—490 (1932).
2. VAJK R.: Regional corrections of gravity data. Geofisica pura e applicata. Vol. 19. pp. 129—143, 1951.
3. NETTLETON L. L.: Regionals, residuals, and structures. Geophysics, Vol. XIX. pp. 1—22, 1954.

K. LASSOVSKY

DIE BESTIMMUNG DES AMPLITUDENVERHÄLTNISSES DES LUNISOLAREN EFFEKTES AUF GRUND DER IN BUDAPEST IM JAHRE 1951, 37 TAGE HINDURCH, AUSGEFÜHRTEN GRAVIMETERBEOBACHTUNGEN

Diese Beobachtungen wurden mit zwei Heiland-Gravimetern gleichzeitig durchgeführt, indem die Instrumente jede halbe Stunde abgelesen wurden. Die graphische Darstellung der Beobachtungen, sowie die Bearbeitung einiger aus dieser Beobachtungsreihe entnommenen Intervalle, zur Zeit welcher die Gravimeter einen annähernd linearen Instrumentengang zeigten, wurden bereits veröffentlicht (Geofizikai Közlemények I. 3, 1952 und III. 2, 1954). Ungeachtet dessen, ob die Instrumente einen linearen Gang aufwiesen oder nicht, bestimmt die gegenwärtige Abhandlung das Amplitudenverhältnis des lunisolaren Effektes unter Bearbeitung sämtlicher Beobachtungen mit Anwendung einer schon früher veröffentlichten Methode (Geofizikai Közlemények V. 18, 1956).

Jeder verwendete (mit dem Instrumentengang bereits korrigierte) Beobachtungswert y ergibt einen Wert des Amplitudenverhältnisses: $d = y/x$, wo x der auf die starre Erde berechnete theoretische Wert des lunisolaren Effektes ist. Fig. 1. und 2. stellen — bei verschiedenen x -Werten — die aus den mit den beiden Gravimetern ausgeführten Beobachtungen ermittelten d -Werte dar. Bei der Zunahme der $|x|$ -Werte scharen sich die den d -Werten entsprechende Punkte mit einer immer abnehmenden Streuung zusammen und ordnen sich in die Nähe der dem Wert $d = 1,2$ entsprechenden horizontalen Achse. — In Fig. 3. und 4. ordnen sich die den Wertpaaren (x, y) entsprechenden Punkte entlang der durch den Ausgangspunkt gehenden Geraden, deren Richtungstangente y/x ebenfalls den Wert des gesuchten Amplitudenverhältnisses d ergibt. (Auf allen vier Figuren wurde die Auflage zahlreicher solchen Punkte unterlassen, die andere, bereits dargestellte Punkte decken, oder aber infolge der Dimensionen der Zeichnung als separate Punkte nicht abgebildet werden konnten. Die aufgelegten Punkte geben jedoch für sich selbst ein ausreichendes Bild ihrer charakteristischen Verteilung.)

Fig. 6. stellt die in Tabelle 2. angegebenen täglichen Mittelwerte als Funktion der Zeit dar, während die Tabelle 3. die Mittelwerte der Beobachtungen von je neun Tagen gibt. Die Berechnung der Mittelwerte erfolgte, unter Verwendung der Theorie der kleinsten Quadrate, mittels der Formel $d = [xy]/[xx]$, wobei jeder Beobachtungswert in proportionellem Gewicht zum zugehörigen theoretischen Wert x in Rechnung gebracht wurde.

Die aus den mit dem Gravimeter Heiland 40. gewonnenen Beobachtungen verwendeten 1685 Beobachtungswerte ergaben den Mittelwert $d = 1,197$ und die aus den mit dem Gravimeter Heiland 66. gewonnenen Beobachtungen verwendeten 1638 Werte den Mittelwert $d = 1,203$. Als Endergebnis kann auf Grund der Budapester Beobachtungen als wahrscheinlichster Wert des Amplitudenverhältnisses 1,20 betrachtet werden.

A kézirat 1956. március 30-án érkezett be.

A LUNISZOLÁRIS HATÁS AMPLITUDÓVISZONYÁNAK MEGHATÁROZÁSA A BUDAPESTEN 1951-BEN 37 NAPON ÁT VÉGZETT GRAVIMÉTERÉSZLELESEKBŐL

LASSOVSZKY KÁROLY

1. Egy előbbi közlemény¹ eljárást ismertetett a Föld deformációs együtthatójának a meghatározására graviméterészlelésekből és az eljárás használhatóságát a budapesti észleléseknek egy kiragadott háromnapos észleléssorozatán mutatta be. Jelen dolgozat a Budapesten 1951-ben végzett észlelések teljes feldolgozását ismerteti.

Ezek az észlelések egyidejűleg két Heiland-graviméterrel 1951. február 6-tól március 17-ig 37 napon keresztül folytak, félóránként olvasva le a műszereket. Mind a két műszerrel kereken 1800—1800 észlelés történt. Ezeknek grafikus ábrázolását a Geofizikai Közlemények egy számában² már közöltük. Ugyancsak e szám és egy későbbi³ az ebből az észlelési sorozatból kiragadott öt szakasz feldolgozását adja, olyan szakaszokét, melyeknek idején a graviméterek közelítőleg lineáris műszerjárást mutattak. Ezek az együttvéve mintegy 9 nap időtartamot kitevő szakaszok kereken 400 észlelésadatot tartalmaznak.

Jelen dolgozat tekintet nélkül arra, hogy a műszerjárással linearitást mutat-e vagy sem, az összes észlelés felhasználásából állapítja meg a luniszoláris hatás amplitudóviszonyát.

2. Az idézett helyen ismertetett eljáráshoz kiegészítésként megemlítjük, hogy az észlelések feldolgozásánál az első lépést jelentő «ugrások» eliminálása nem sablonszerűen történt. Nevezetesen nem kizárólag 0,03 mgal-nál nagyobb eltéréseknél nyert ez az eliminálás alkalmazást, hanem olykor 0,02 mgal-nál kisebb eltérések fellépésekor is. Olykor ugyanis az egymást követő észlelt értékek oly csekély, 0,01 mgal-nál is kisebb szórást mutatnak, hogy menetükben 0,02 mgal-nyi eltolódás is ugrásnak volt tekinthető. Mászor viszont 0,03 mgal-nál is nagyobb kitérés után a sorozat tovább folytatja eredeti menetét, amikor is az ilyen kiütő értéket, mint megfigyelési hibát, mellőzzük. Néha azonban az ilyen nagyobb eltérések hosszabb időtartamon keresztül szabályszerűtlen ide-odaugrandozást mutatnak, úgyhogy viselkedésüket nagyobb mérvű szórásnak kell tekinteni. Mindenesetre annak a megítélésénél, hogy egy eltérést ugrásnak tekintsünk-e vagy nem, bizonyos önkényesség nem kerülhető ki, márpedig az ugrás kiküszöbölésének az alkalmazása vagy mellőzése nem kis mértékben befolyásolhatja a járásgörbe megszerkesztését. A járásgörbe bizonytalan ismerete viszont a főakadály a amplitudóviszony pontos meghatározásának. A kikerülhetetlen hibaforrásból eredő pontatlanság csökkentését, úgy látszik, egyelőre csak az észlelések számának növelésével érhetjük el.

¹ Geofizikai Közlemények. V. 18. 1956.

² Uo. I. 3. szám, 3. kép. 1952.

³ Uo. III. 2. szám. 1954.

Mégis a járásgörbe meghúzásánál a legnagyobb bizonytalanságot az a körülmény okozza, hogy a luniszoláris hatás zérusértékű pontjai — melyeken az itt alkalmazott módszer mellett a járásgörbe megszerkesztése alapszik — olykor igen messze (legkedvezőtlenebb esetben 18 órányira) vannak egymástól. Ha egy stabilan felállított, tehát nem hordozott s a lehetőség szerint változatlan körülmények között levő műszer járásában bizonyára kevesebb szabályszerűtlenség remélhető is,ilyentől a műszer a fenti hosszú időtartam alatt mégsem mentes. Itt megint csak az észlelések számának a növelésétől várhatjuk az egyre jobb eredményt, mivel hosszú sorozatészlelésnél a járásgörbe pontatlanságából eredő hibák feltételezhetőleg mindinkább kiegyenlítődnek.

3. Az észlelések 1951. február 8-án 16^h 45^m-kor kezdődtek és a két graviméter egyikével (Heiland, 40) e napon 19, a másikkal (Heiland, 66) 21 megfigyelés történt. Ezek az első napi észlelések a számításnál csak a következő napra eső műszerjárás pontosabb megszerkesztésére nyertek felhasználást. A többi 36 nap észlelési anyagából, az erősen kiütő értékek mellőzése után, a Heiland 40 graviméternél összesen 1685, a Heiland 66 graviméternél összesen 1638 észlelési adatból nyert a deformációs együttható meghatározást.

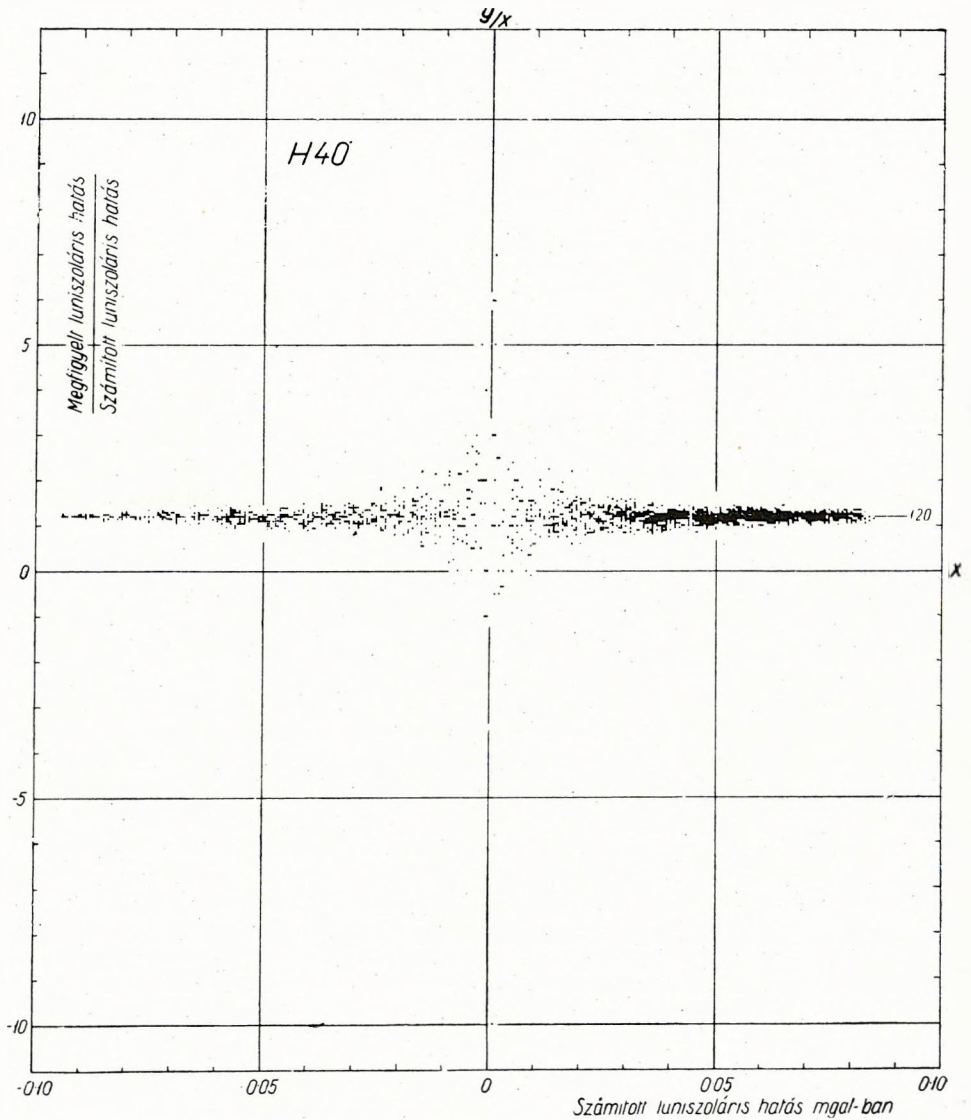
Minden felhasznált megfigyelési adat a d amplitudóviszony egy értékét szolgáltatja:

$$d = \frac{y}{x},$$

ahol x a merev Földre számított luniszoláris hatás görbéjéről leolvasott és mgal-ban kifejezett elméleti érték, y pedig az ugyancsak mgal-ban kifejezett megfigyelési adat, melyet a leolvasott skálaértéknek a műszer-állandóval való szorzása, valamint a műszerjárással való javítása után nyertünk.

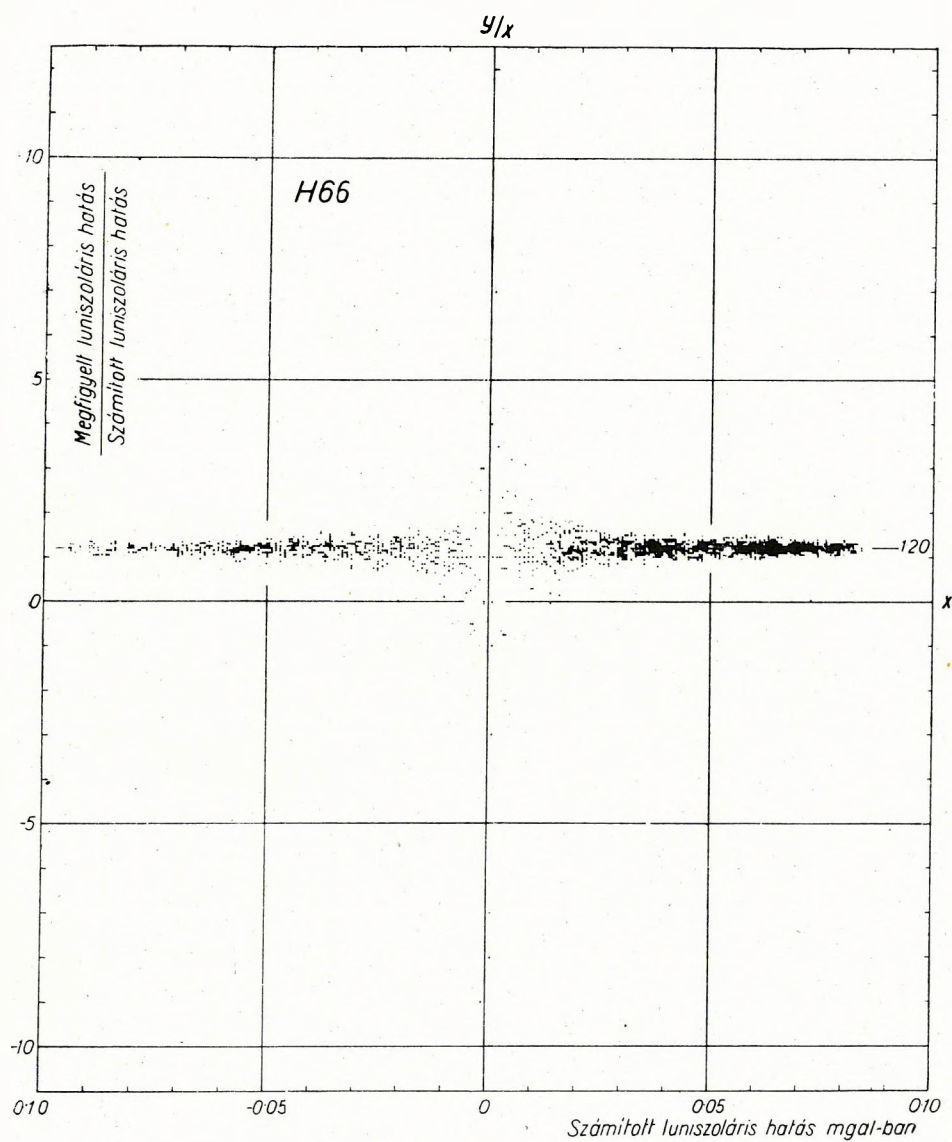
Az y észlelési értékekben megnyilvánuló szórás miatt kis $|x|$ értékeknél az egyes d értékek között nagy eltérés mutatkozhat. Ott, ahol az elméleti luniszoláris görbe a zérustengelyt metszi, vagyis a luniszoláris hatás zérusértékű pontjai környékén, d -re negatív értéket is kaphatunk és magában a zérus-pontban, ha ugyanitt az észlelt érték nem zérus, végtelen is.

Az 1. és a 2. ábra feltünteti a két graviméterrel nyert d -értékeket, különböző x -értékek mellett. Ez az ábrázolás jól szemlélteti, mint növekszik a szórás az $|x|$ csökkenésével. Az $|x|$ növekedésével pedig a d értékeknek megfelelő pontok egyre kisebb szórással tömörülnek és helyezkednek el a $d = 1,2$ értéknek megfelelő vízszintes tengely mellé. (Az 1. ábrából 10, a 2. ábrából 11 olyan pont kimaradt, melyek az ordinátatengelyen a végtelenben vannak: $y/x = \infty$. Ugyancsak mindkét képről elmaradt mintegy 200—200 olyan pont felrakása, melyek a már feltüntetett pontokkal fedésben vagy majdnem egészen fedésben vannak, s így a rajz méretei miatt külön pontként nem tüntethetők fel. A feltüntetett pontok azonban magukban is kielégítő képet adnak jellegzetes eloszlásukról.)



1. ábra.

Az észlelt és az elméleti értékek relációjának egy másik szemléltetését adja a 3. és a 4. ábra. Itt az (x, y) értékpároknak megfelelő pontok az origón átmenő egyenes mentén helyezkednek el, melynek iránytangense y/x , vagyis a keresett d deformációs együttható. (E két képről is sok fedésben levő pont feltüntetése elmaradt.)

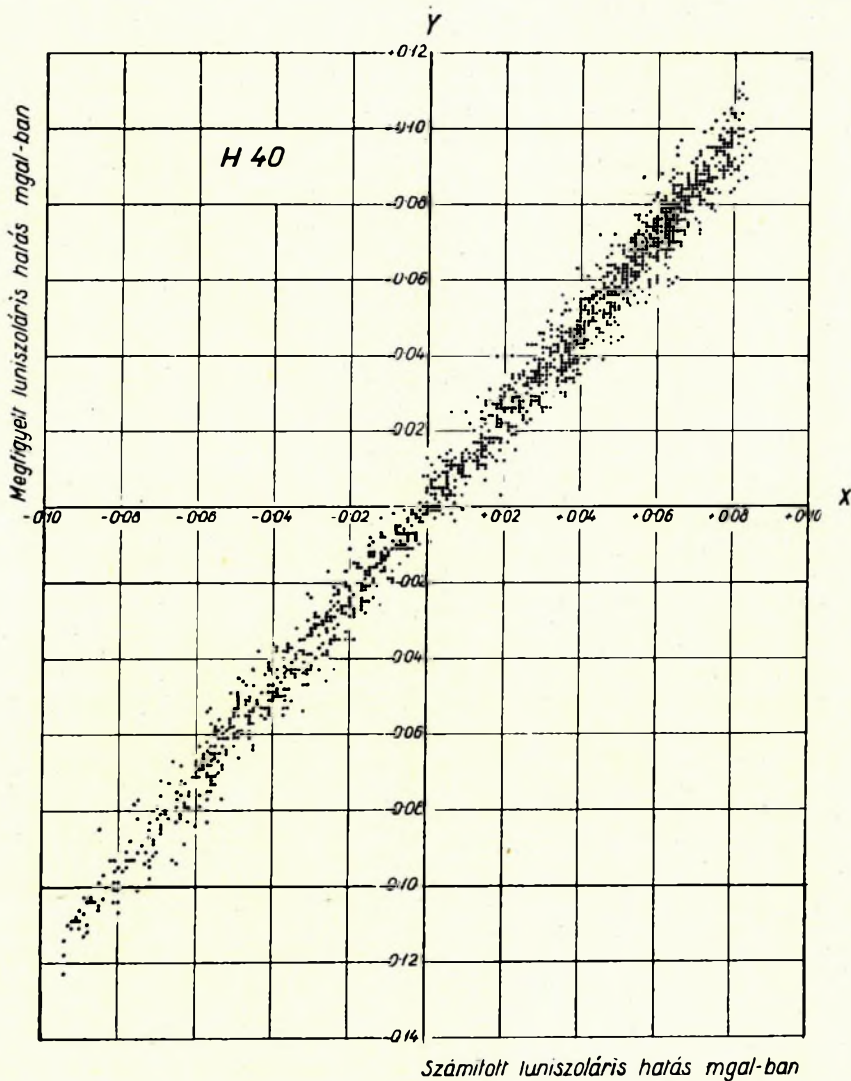


2. ábra.

A d kiszámítása a legkisebb négyzetek elvét alkalmazva a

$$d = \frac{[xy]}{[xx]}$$

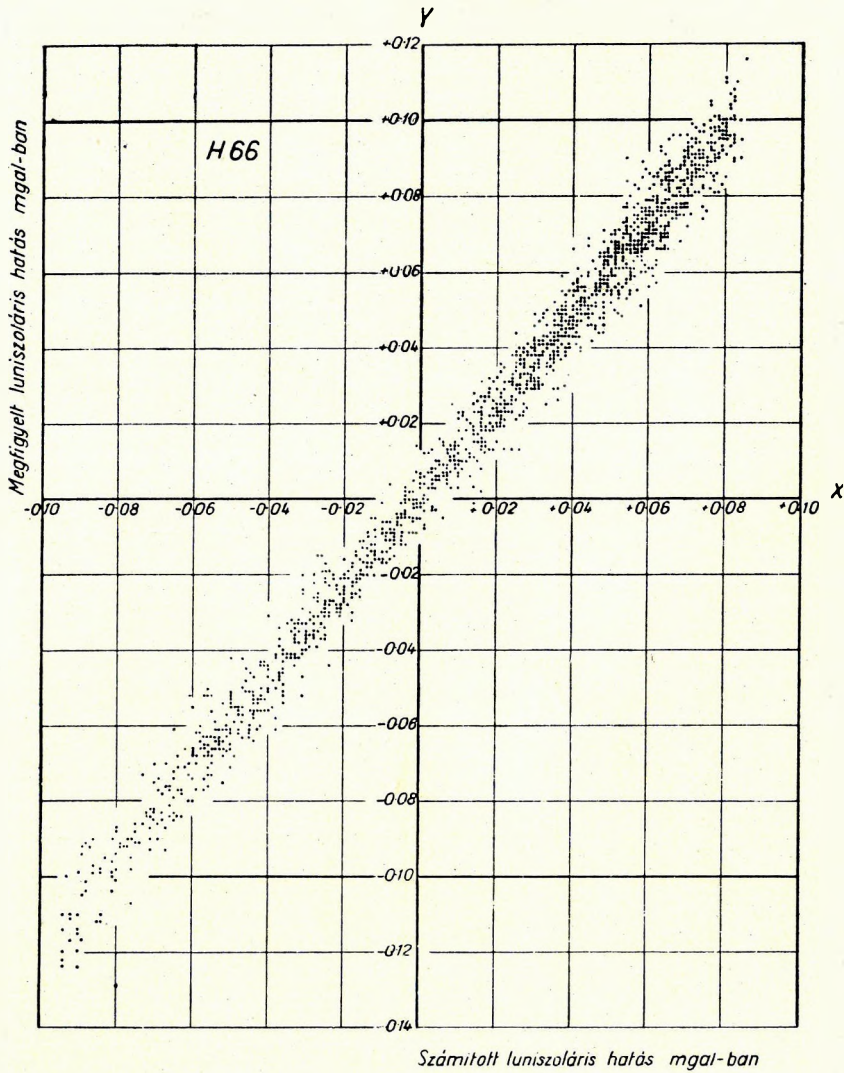
képlettel történt, amikor is egy-egy észlelési adat a hozzája tartozó x



3. ábra.

elméleti értékkel arányos súllyal jön számításba. A számítást elvégezve a két graviméterrel végzett észlelésekből az amplitúdóviszonyra a következő értékek adódtak:

| Graviméter | Észlelések száma | d |
|-------------|------------------|-------|
| Heiland, 40 | 1685 | 1,197 |
| Heiland, 66 | 1638 | 1,203 |



4. ábra.

Ha a 0,03 mgal-nál kisebb ($|x| < 0,03$) elméleti értékekhez tartozó észlelési adatokat mellőzzük, akkor is ugyanazt az eredményt kapjuk. Másszóval az 1. és a 2. képen az ordináta-tengelyhez közellevő és nagy szórást mutató pontoknak megfelelő d értékek tekintetbevétele, kis súlyuk következtében, lényegében nem befolyásolja a végeredményt.

4. A két graviméterrel eddig végzett sorozatészlelések néhány rövidebb szakaszának előző feldolgozásából⁴ az amplitudóviszony értékére a

⁴ Geofizikai Közlemények. I. 3.

Heiland 40 graviméterrel 1,12, a Heiland 66 graviméterrel 1,17 adódott. E két értékben mutatkozó eltérést egyebek közt a két graviméterre megadott és a számításhoz használt műszerállandók pontatlanságának is lehetett volna tulajdonítani. Azonban az észleléseknek az említett előző feldolgozásnál felhasznált csekély száma (az egyik graviméternél mindössze 190, a másiknál 199) nem elégséges, hogy ezt határozottan állíthassuk. Az amplitudóviszonynak most ismertetett meghatározása az egyik műszerrel 1685, a másiknál 1638 észlelésadatra támaszkodik és e nagyszámú észlelésből a két műszerre nyert d középérték egyezése megerősíteni látszik a két graviméterre megadott (Heiland 40-re 0,0977, Heiland 66-ra 0,09443) műszerállandók helyességét.

A fentiek kapcsán nem látszik érdektelennek a műszerjárás linearitása feltételezésével előzőleg megállapított d értékeket összehasonlítani az ugyanazokra a szakaszokra a most alkalmazott módszer alkalmazásával nyert d értékekkel. Hét ilyen szakasz áll rendelkezésünkre s a rájuk vonatkozó adatokat a következő táblázatban adjuk.

1. táblázat

| Műszer | Szakasz jele | Előbbi | Új |
|--------|--------------|----------------------|-------|
| | | eljárással nyert d | |
| H. 40 | <i>B</i> | 1,118 | 1,213 |
| " | <i>C</i> | — | 1,205 |
| " | <i>G</i> | 1,105 | 1,192 |
| H. 66 | <i>A</i> | 1,192 | 1,178 |
| " | <i>D</i> | 1,161 | 1,178 |
| " | <i>E</i> | 1,000 | 1,187 |
| " | <i>F</i> | 1,160 | 1,203 |

Szembeötlő, hogy az új eljárással nyert d értékek (az *A* kivételével) mind nagyobbak, mint a linearitás feltételezésével nyertek, továbbá, hogy az új eljárás elfogadható értéket szolgáltatott a *C* szakasznál is, melynél a régi módszer nem adott reális értéket (l. Geof. Közl. I. 3. szám, 24. l.) és az *E* szakasznál is valószínűbb értéket (1,19) adott az előzőleg kapott túlalacsony (1,00) érték helyett. Ugyancsak megállapítható az is, hogy az új módszerrel a két graviméterre nyert d középértékek közt gyakorlatilag nincs eltérés. Maguk az egyes értékek között sincsenek feltűnő nagy eltérések, amit annak tudhatunk be, hogy e szakaszok időtartama alatt nagymértékben egyenletes volt a műszerjárás.

Ha a hosszú észleléssorozatból válogatás nélkül ragadunk ki rövidebb szakaszokat és ezekre számítjuk ki az amplitudóviszony értékeit, ezek között, úgyszintén a különböző graviméterrel nyert észlelésekből ugyanazon időtartamra kiszámított amplitudóviszony értékek között igen nagy eltéréseket kaphatunk. Ebből ismét azt kell megállapítanunk, hogy a járásgörbe pontatlansága miatt csak az észlelések nagy száma mellett kaphatunk kielégítő eredményt. De hogy ekkor csakugyan kielégítő eredményt

lehet nyerni, azt megerősíti az, hogy — mint a következőkből kitűnik — hosszabb szakaszok feldolgozásából már egyező értékeket kapunk és a két graviméterrel nyert értékek között is kielégítő az egyezés.

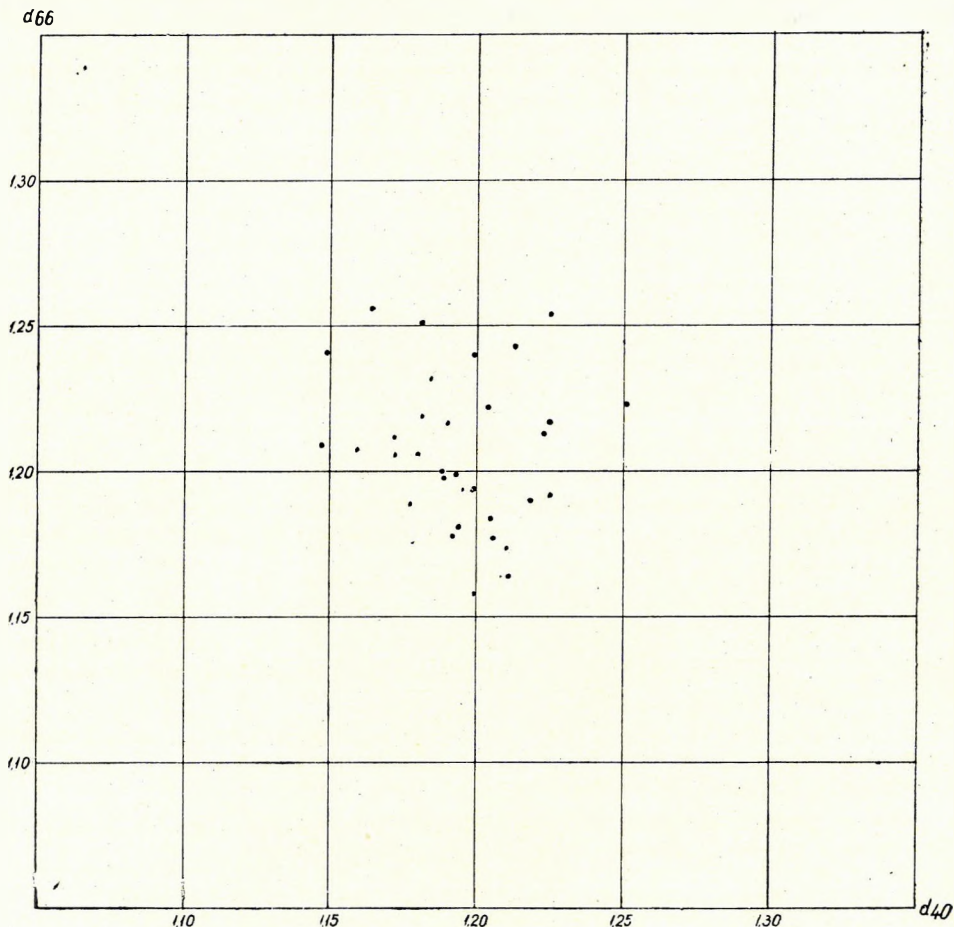
5. Önként kínálkozik, hogy a hosszú észleléssorozatból összehasonlítás végett az egymásután következő egynapos időtartamú szakaszokat ragadjuk ki, annál is inkább, mert a luniszoláris változás periódusa is közelítőleg 1 nap. Itt közölt táblázatunk megadja a 37 észlelési napra nyert d értékeket, egyben feltüntetve az illető napokon a megfigyelések (n) számát is.

2. táblázat

| 1951 | H. 40 | | H. 66 | |
|---------|-------|-----|-------|-----|
| | d | n | d | n |
| Febr. 9 | 1,22 | 37 | 1,19 | 39 |
| 10 | 1,16 | 46 | 1,26 | 43 |
| 11 | 1,17 | 39 | 1,21 | 43 |
| 12 | 1,19 | 44 | 1,20 | 39 |
| 13 | 1,18 | 43 | 1,25 | 42 |
| 14 | 1,15 | 44 | 1,21 | 45 |
| 15 | 1,22 | 45 | 1,21 | 42 |
| 16 | 1,19 | 44 | 1,18 | 47 |
| 17 | 1,19 | 39 | 1,20 | 45 |
| 18 | 1,19 | 45 | 1,18 | 43 |
| 19 | 1,20 | 44 | 1,18 | 48 |
| 20 | 1,20 | 49 | 1,24 | 50 |
| 21 | 1,18 | 53 | 1,22 | 51 |
| 22 | 1,22 | 48 | 1,22 | 50 |
| 23 | 1,18 | 49 | 1,23 | 49 |
| 24 | 1,25 | 48 | 1,22 | 50 |
| 25 | 1,19 | 49 | 1,20 | 48 |
| 26 | 1,24 | 45 | 1,16 | 50 |
| 27 | 1,22 | 50 | 1,25 | 48 |
| 28 | 1,22 | 49 | 1,19 | 49 |
| Márc. 1 | 1,18 | 48 | 1,19 | 45 |
| 2 | 1,21 | 50 | 1,16 | 50 |
| 3 | 1,17 | 50 | 1,21 | 49 |
| 4 | 1,21 | 47 | 1,24 | 49 |
| 5 | 1,20 | 47 | 1,22 | 48 |
| 6 | 1,20 | 49 | 1,19 | 45 |
| 7 | 1,21 | 49 | 1,18 | 47 |
| 8 | 1,19 | 51 | 1,22 | 50 |
| 9 | 1,20 | 49 | 1,16 | 48 |
| 10 | 1,21 | 45 | 1,17 | 45 |
| 11 | 1,16 | 47 | 1,21 | 47 |
| 12 | 1,15 | 50 | 1,24 | 47 |
| 13 | 1,18 | 50 | 1,21 | 48 |
| 14 | 1,21 | 48 | 1,16 | 48 |
| 15 | 1,20 | 47 | 1,19 | 49 |
| 16 | 1,18 | 50 | 1,18 | 49 |

A táblázatból megállapíthatjuk, hogy a napi észlelések száma 39 és 51 között változik. A d szélső értékei pedig a Heiland 40 graviméternél

1,15 és 1,25, a Heiland 60 graviméternél meg 1,16 és 1,26. Ez nem is tekinthető kedvezőtlen eredménynek, ha meggondoljuk, hogy az 1949-ben végrehajtott nemzetközi kooperatív graviméter-sorozatészlelések feldolgozásánál⁵ az egyes állomásokra nyert d értékek nagyobb szórást mutatnak.



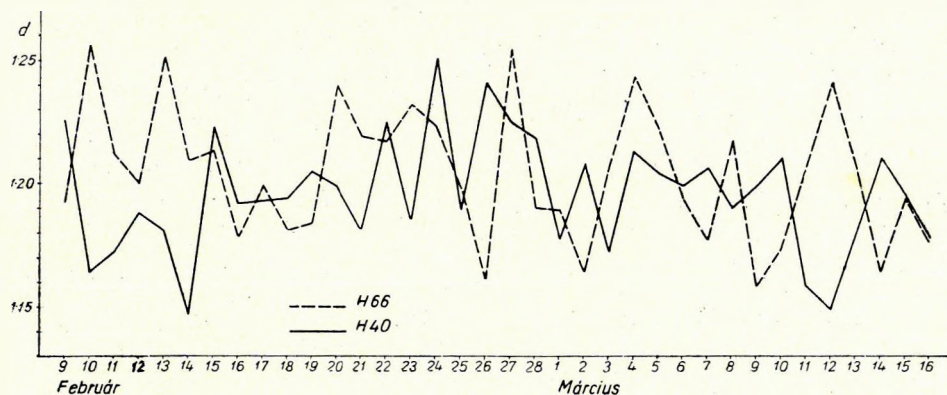
5. ábra.

mint a fenti táblázat egy-egy napra vonatkozó értékei. Ha három állomáson nyert igen kiütő értékeket (1,39, 1,60, 2,18) mellőzünk is, a többi 23 állomás szélső értékei még mindig 1,10 és 1,35.

A budapesti észlelések száma már elégségesnek látszik ahhoz, hogy relációt keressünk a két különböző műszerrel nyert d értékek között.

⁵ B. Baars. Gravity Effect of Earth Tides. Geophysical Prospecting I. 82. Leyden, 1953.

Rakjuk fel pl. koordinátarendszer egyik tengelyére a H. 40, a másikra a H. 66 műszerrel ugyanarra a napra nyert d értékeket. Az 5. ábráról megállapíthatjuk, hogy az ezeknek az értékpároknak megfelelő pontok elhelyezkedésében semmi szabályszerűség sem mutatkozik. Ha pl. a deformációs együttható időbeli változásáról lehetne szó, akkor a deformációs együtthatónak az egyik műszerrel nyert nagyobb értékeinél ugyanazokon a napokon a másik műszernél is nagyobb értékekre számíthatnánk. És kisebb értékek ugyancsak egyidejűleg lépnének fel mindkét műszernél. Ennek az



6. ábra.

ábrában a pontoknak egyenes mentén végbemenő elhelyezkedésében kellene megnyilvánulnia. A képen azonban semmiféle ilyen tendenciát nem lehet felismerni.

6. ábránk mint az idő függvényét szemlélteti a két graviméterrel nyert napi d értékeket. Az ábra azonban inkább ezeknek az értékeknek a szórásáról ad szemléltető képet.

Ha az egész megfigyelésanyagot négy részre osztjuk, vagyis 9 napos közepeket képezünk, akkor a következő értékeket kapjuk:

3. táblázat

| Időtartam | H. 40 | H. 66 |
|------------------|-------|-------|
| Febr. 9—febr. 17 | 1,189 | 1,208 |
| 18—26 | ,205 | ,207 |
| 27—márc. 7 | ,201 | ,204 |
| Márc. 8—16 | ,186 | ,193 |

Ha a táblázatban a Heiland 40 graviméter első középértékétől eltekintünk, megállapíthatjuk, hogy a többi érték, mégpedig mind a két műszernél meglehetősen egyenlő mértékben, csökkenő tendenciát mutat. Úgy gon-

doljuk azonban, hogy a megfigyelés időtartama nem elég hosszú ahhoz, hogy a d értéknek mindkét műszernél mutatkozó ezt a bár egyező, de csekély változását reálisnak tarthassuk és ne tekintsük azt pusztán véletlennek. Annyit mindenesetre megállapíthatunk, hogy 9 napos megfigyelésanyagból nyert d értékek már nem térnek el nagyon egymástól.

Ha mindezekről az elgondolásokról, melyek a két graviméterrel nyert értékek kölcsönös relációjára, vagy ezeknek esetleges változására vonatkoznak, eltekintünk és egyedül csak a d együttható legvalószínűbb értékének a megállapítására szorítkozunk, a két graviméterre nyert 1,197 és 1,203 közepét képezve és két tizedesre szorítkozva a budapesti észlelésekből az amplitudóviszony legvalószínűbb értékéül 1,20 tekinthető.

I. MÜLLER

DETERMINATION OF MEAN GRAVITY VALUES FOR THE COMPUTATION OF THE ORTHOMETRIC HEIGHTS

According to the decision of the Committee of the International Geodetic and Geophysical Union occupied with the high order levellings, it is advisable to compute the orthometric height of some point A_i from the following formula:

$$H_i = \frac{C_i}{\bar{G}_i}$$

where C_i is the geopotential value of the point in question, whereas \bar{G}_i is the mean gravitational acceleration between the geoid and the physical surface upon the plumb-line traversing this point.

Until the above Committee made certain rules for the determination of the value C_i , the development of the method of determining the \bar{G}_i mean gravity was left to the individual member-states.

Author is discussing in connection therewith the wellknown methods for determining the mean gravity \bar{G}_i necessary for the computation, i. e. the processes of Niethammer, Baeschlin, Helmert, Vignal, Ledersteger, Baranov and Ramsayer, further is he introducing the method suggested by himself. According to author

$$\bar{G}_i = \frac{1}{2} (g_i + g_i^0), \quad \text{where}$$

g_i is the value of gravity measured in the point in question,

$$g_i^0 = [\gamma_{i0} + \text{Bouguer-anomaly} - (0,3086 - 0,0418 \sigma_i) u_i - 0,0418 \sigma_i z'_i] 10^{-3} \text{ cm sec}^{-2}$$

(z'_i in meters, σ_i gcm⁻³)

where u_i is the geoid undulation

σ_i the local soil density

z'_i the rough height.

Author demonstrates the single processes even by means of numerical examples and proves with the same that the method suggested is among all methods coming closest to the orthometric heights of Niethammer considered as far the best, but not applied because of their complicated method of computation.

A kézirat 1955. november 11-én érkezett le.

KÖZEPES NEHÉZSÉG ÉRTÉKEK MEGHATÁROZÁSA AZ ORTOMÉTERES MAGASSÁGOK KISZÁMÍTÁSÁHOZ

MÜLLER IVÁN

1. Bevezetés

Valamely földi pont *magasságán* mindig egy alapul választott szint-felülettől egy bizonyos függővonalon mért távolságot értünk.

Valamely földi pont *ortométeres magasságán* annak a geoidtól, a ponton átmenő függővonalon mért távolságát értjük.

Az I. U. G. G. európai felsőrendű szintezések kiegyenlítésével foglalkozó nemzetközi Bizottságnak 1955. évi firenzei határozata alapján valamely pont ortométeres magasságát a következő képletből célszerű számítani [1]:

$$H_i = \frac{C_i}{\bar{G}_i}, \quad (1)$$

ahol C_i a szóbanforgó pontnak a Bizottság által «cote géo-potentielle»-nek nevezett «unite géo-potentielle» (u. g. p.) egységben ($10 \text{ m}^2 \text{ sec}^{-2}$) kifejezett értéke, \bar{G}_i pedig az átlagos nehézség a pont függővonalán, a geoid és a fizikai felszín között kilogalban (10 m sec^{-2}). A C_i értéket *Tárczy Hornoch Antal* akadémikus javaslata alapján *geopotenciális érték*nek fogjuk nevezni.

A geopotenciális érték számítására a Bizottság a következő formulát ajánlja:

$$C_i = \sum_{k=1}^{h=i} \bar{g}_k \Delta z_k, \quad (2)$$

ahol Δz_k a szintezési vonal két szomszédos pontjának nyers magasságkülönbsége méterben. (Nyers magasságkülönbség alatt a két pont közötti oda-vissza szintezés számtani közepét értjük, melyet még a léckomparálási javítással látunk el.) \bar{g}_k pedig a két ponton mért nehézség számtani közepe kilogalban (10 m sec^{-2}). Az ily módon számított képlet a geopotenciális értéket u. g. p. egységben adja meg.

Nem kívánjuk a geopotenciális érték kiszámítását tovább részletezni, csupán annyit jegyünk meg meg, hogy valamely pont u. g. p. egységben kifejezett geopotenciális értéke számszerűleg mintegy 2%-on belül meg-egyezik a pont ortométeres magasságával.

Ezután rátérünk tulajdonképpeni feladatunkra, az (1) képletben a C_i érték mellett szereplő \bar{G}_i közepes nehézség meghatározásának ismertetésére. Ezzel kapcsolatban előljáróban csak annyit célszerű még megjegyezni, hogy a fent említett Bizottság ennek meghatározási módját az egyes államokra bízta. Az alábbiak ismertetik az e tárgyban kialakult eddigi eljárásokat és javaslatunkat is.

2. A \bar{G}_i közepes nehézség meghatározása

2.1. A \bar{G}_i közepes nehézség értelmezése

A \bar{G}_i közepes nehézséget a következőképpen kívánjuk értelmezni: azt a \bar{G}_i értéket tekintjük valamely A_i ponton áthaladó függővonalnak a tengerszint és a térszíni pont között levő szakasza mentén átlagos értéknek, amellyel szemben 1 gramm tömegnek a tengerszinttől az A_i pontig terjedő H_i hosszban való átviteléhez szükséges munka éppen egyenlő a függővonal mentén levő tényleges nehézséggel szemben elvégzendő munkával. Ez a munka-egyenlőség a következőképpen fejezhető ki:

$$\bar{G}_i H_i = \int_0^{H_i} f(g)_i dH, \quad \text{ahonnan}$$

$$\bar{G}_i = \frac{1}{H_i} \int_0^{H_i} f(g)_i dH \quad (3)$$

az integrál jel alatti $f(g)_i$ szimbólum, a nehézség függővonalmenti eloszlásának törvényét fejezi ki az A_i pont alatt.

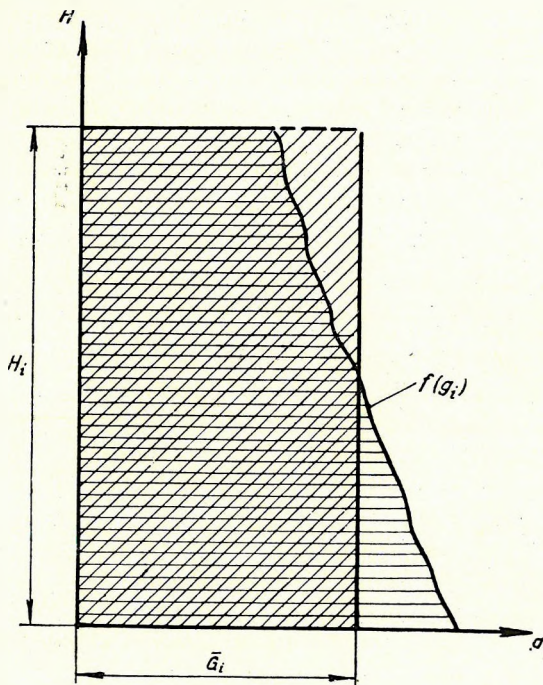
\bar{G}_i értelme grafikusan szemléletessé is tehető. Rajzoljunk egy koordinátarendszert H és g tengelyekkel és ábrázoljuk ebben az $f(g)_i$ fiktív görbét (1. ábra).

A görbe és a koordinátatengelyek által bezárt — vízszintes vonalkázással jelölt — terület éppen a

$$\int_0^{H_i} f(g)_i dH$$

munkával lesz egyenlő. A \bar{G}_i -t úgy kell megválasztani, hogy az azt ábrázoló egyenes és a koordinátatengelyek által bezárt — ferde vonalkázással jelölt — $\bar{G}_i H_i$ munkaterület éppen egyenlő legyen az előző területtel.

Az $f(g)_i$ görbére olyan matematikai formulát, amely a tényleges eloszlást tükrözné — a bonyolult fizikai viszonyok miatt — mind ez ideig találni nem sikerült. Pontonként előállítani is csak úgy lehetne, ha a Föld mélyében méréseket tudnánk végrehajtani. Ez azonban — bár elvileg lehetséges — gyakorlatilag olyan mértékben, amennyire az szükséges,



1. ábra.

nem megoldható feladat. Ezért a \bar{G}_i meghatározásánál bizonyos feltevésekre vagyunk utalva.

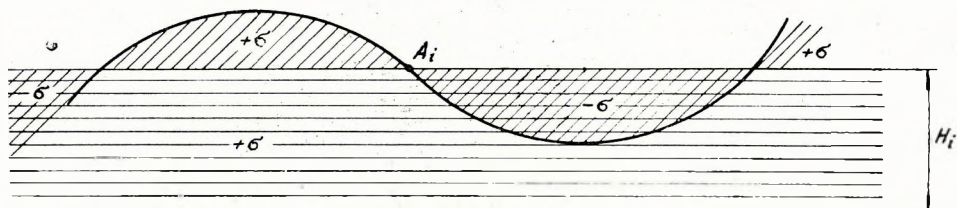
Minél jobban megközelíti a feltevés a valóságot, annál jobb eredményt kapunk az ortométeres javítás kiszámításánál.

2.2. A \bar{G}_i közepes nehézség számítására szolgáló ismert eljárások

A. A \bar{G}_i kiszámításának eddigi legpontosabb módszerét Niethammer dolgozta ki [2].

Niethammer abból indult ki, hogy a \bar{G}_i közepes érték a függővonalszakasz közepén $\frac{H_i}{2}$ magasságban levő nehézségi erő értékkel egyenlő.

Feltételezte továbbá, hogy a tengerszint és a Föld fizikai felszíne között levő tömegek két részből állnak (2. ábra), egyrészt az A_i ponton



2. ábra.

átmenő vízszintes síknak tekinthető szintfelület és tengerszint között elhelyezkedő $+\sigma$ sűrűségű sík lemezből (vízszintes vonalkázás); másrészt pedig az ezen sík fölé emelkedő $+\sigma$ sűrűségű tömegekből és az A_i pontnál alacsonyabban fekvő $-\sigma$ sűrűségű tömeghiányokból (ferde vonalkázás).

Az A_i pontból kiindulva Niethammer első lépésként a felszíni g_i értéket megjavítja a terephatás $\Delta g_i''$ értékével, azaz a ponton átmenő sík felett levő tömegeket eltávolítja, illetőleg a hiányokat kitölti. Ezután a pontot leviszi $\frac{H_i}{2}$ mélységre a Δg_i szabad levegő redukció segítségével,

majd a felette levő $\frac{H_i}{2}$ vastag sík lemez hatását veszi figyelembe a kétszeres $\Delta g_i'$ Bouguer-redukcióval. Még egy hatással számol, és pedig azzal, amelyet az előbbi $\Delta g_i''$ terephatást okozó tömegek gyakorolnak a most már $\frac{H_i}{2}$ magasságban levő pontra. Ezt a «nehézségi erő közepes értéke topográfiai korrekciójának» nevezi és $\Delta \bar{g}_i''$ -vel jelöli. Végeredményben a keresett Niethammer-féle közepes nehézség (\bar{G}_i^N) a következő formulából számítható:

$$\begin{aligned} \bar{G}_i^N &= g_i + \Delta g_i + 2 \Delta g_i' + (\Delta g_i'' - \Delta \bar{g}_i'') = \\ &= \left[g_i + 0,3086 \frac{H_i}{2} - 2 \times 0,0418 \sigma_i \frac{H_i}{2} + (\Delta g_i'' - \right. \quad \left. 10^{-3} \text{ cm sec}^{-2} \right] \end{aligned}$$

$\sigma_i = 2.7 \text{ g cm}^{-3}$ értéket helyettesítve be, az ismeretlen H_i -t a z'_i nyers magassággal¹ cserélve fel, összevonás után a végleges képlet:

$$\bar{G}_i^N = [g_i + 0,0414 z'_i + (\Delta g_i'' - \Delta \bar{g}_i'')] 10^{-3} \text{ cm sec}^{-2} (z'_i \text{ méterben}) \quad (4)$$

Az utolsó zárójelben levő kifejezés kiszámítására Niethammer egy 25 darabból álló nomogrammsorozatot szerkesztett, amelyekből az A_i állomást környező tereppont magassági és távolsági adatai segítségével mind a $\Delta g_i''$, mind pedig a $\Delta \bar{g}_i''$ érték megkapható.

Az eljárás — bár az ismert munkák közül a legpontosabb eredményt adja — hosszadalmas volta miatt gyakorlati alkalmazásra csak egy esetben tarthat számot, éspedig akkor, ha a felszíni g_i értékeket izogamma térképből számítjuk. Ebben az esetben ugyanis mindenképpen szükséges a $\Delta g_i''$ terephatás kiszámítása és ha ez megvan, a $\Delta \bar{g}_i''$ érték meghatározása már nem jelent nagy többletmunkát.

A legutóbbi időben Baeschlin az eljárást az izosztázia elve alapján kiegészítette oly módon, hogy számításában — az ábrán ábrázolt — vízszintesnek tekintett tengerszint és szöbanforgó ponton átmenő szintfelület közé zárt tömegeken kívül, a tengerszint alatt levő izosztatikus kompenzáló tömegek és az említett szintfelületek vízszintestől való eltérésének hatását is figyelembe vette. A számítás a Pratt-féle elmélet alapján történik, természetesen semmivel sem egyszerűbb formában, mint az eredeti Niethammer-féle eljárásnál [3].

B. Egy másik — időrendben korábbi — \bar{G}_i meghatározását célzó eljárás Helmert «hegyi» redukciójához fűződik [4].

Helmert feltevései megegyeznek Niethammerével. A módszer lényegében abban különbözik az előzőtől, hogy Helmert a \bar{G}_i kiszámításánál a $\Delta g_i''$ és $\Delta \bar{g}_i''$ terepjavításokat nem veszi figyelembe. A \bar{G}_i értékét megadó Helmert-féle képlet a következő:

$$\bar{G}_i^H = g_i \left(1 + \frac{K_i}{R} z'_i \right) 10^{-3} \text{ cm sec}^{-2} (z'_i \text{ méterben}) \quad (5)$$

ahol $K_i = 1 - \frac{3}{2} \frac{\sigma_i}{\sigma_m}$;

σ_i a helyi sűrűség;

σ_m a Föld közepes sűrűsége;

R a közepes Föld-sugár.

¹ A nyers magasságot a következő egyenlőségből nyerhetjük:

$$z'_i = \text{a szintezés kezdőpontjának ortométeres magassága} + \sum_{k=1}^{k=i} \Delta z_k$$

Bizonyítható, hogy $\sigma_i = 2,7 \text{ g cm}^{-3}$ és $\sigma_m = 5,17 \text{ g cm}^{-3}$ esetén

$$\frac{K_i}{R} \sim \frac{0,0414}{g_i}.$$

Ezt az (5) képletbe helyettesítve, a következő kifejezést kapjuk:

$$\bar{G}_i^H = g_i \left(1 + \frac{0,0414}{g_i} z'_i \right) 10^{-3} \text{ cm sec}^{-2} (z'_i \text{ méterben}), \text{ kifejtve:}$$

$$\bar{G}_i^H = (g_i + 0,0414 z'_i) 10^{-3} \text{ cm sec}^{-2} (z'_i \text{ méterben}) \quad (5a)$$

azaz valóban a Niethammer-féle képlethez jutottunk abban a speciális esetben, amikor $\Delta g_i'' - \Delta \bar{g}_i'' = 0$.

C. A Vignal-féle ortométeres magasság számításánál a \bar{G}_i közepes nehézséget úgy határozzák meg, hogy az A_i pont függővonalának a tengerszinttel való döféspontjában érvényes γ_{i0} normális nehézség értékét a szabad levegő redukció segítségével felviszik $\frac{H_i}{2}$ magasságra, azaz az ismeretlen H_i értékét a z'_i nyers magassággal helyettesítve:

$$\bar{G}_i^V = \left(\gamma_{i0} - 0,3086 \frac{z'_i}{2} \right) 10^{-3} \text{ cm sec}^{-2} (z'_i \text{ méterben}) \quad (6)$$

Tekintettel arra, hogy az eljárás a tényleges fizikai viszonyokat nem tükrözi, valamint számítása semmivel sem egyszerűbb a Helmert-félénél, nem igen alkalmazzák [5].

D. Az ortométeres magasságok kiszámítására 1951-ben Baranov Vladimir is tett javaslatot. Ő a közepes \bar{G}_i nehézség értékét úgy határozta meg, hogy a felszíni g_i és az A_i pont alatt a tengerszinten érvényes γ_{i0} normális nehézség értékek számtani közepét vette [6].

$$\bar{G}_i^B = \frac{1}{2} (g_i + \gamma_{i0}) \quad (7)$$

Ez a formula úgy is értelmezhető, hogy a \bar{G}_i^B közepes nehézség nem más, mint a felszíni és a szabadlevegő redukcióval $\frac{H_i}{2}$ mélységre redukált $\left(g_i + 0,3086 \frac{H_i}{2} \right)$ nehézség, valamint a tengerszinti és a szabad levegő redukcióval $\frac{H_i}{2}$ magasságra redukált $\left(\gamma_{i0} - 0,3086 \frac{H_i}{2} \right)$ normális nehézségnek a számtani közepe. Ilyen értelmezésben:

$$\bar{G}_i^B = \frac{1}{2} \left[\left(g_i + 0,3086 \frac{H_i}{2} \right) + \left(\gamma_{i0} - 0,3086 \frac{H_i}{2} \right) \right] = \frac{1}{2} (g_i + \gamma_{i0})$$

Ez az eljárás is igen kevésbé tükrözi a valóságos fizikai helyzetet. Az előző módszernél jobb eredményt ad, mivel figyelembe veszi a mért g_i nehézséget.

E. Karl Ledersteger a \bar{G}_i közepes nehézséget a következő formulából számítja [7]:

$$\bar{G}_i^L = \left(g_{m0} - 0,3086 \frac{z'_i}{2} \right) 10^{-3} \text{ cm sec}^{-2} \text{ (} z'_i \text{ méterben)} \quad (8)$$

ahol

$$g_{m0} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{i=n} (g_i + 0,3086 z'_i) 10^{-3} \text{ cm sec}^{-2} \text{ (} z'_i \text{ méterben),}$$

vagyis a szabadlevegő redukcióval a tengerszintre redukált felszíni nehézség értékek számtani közepe.

A formula hasonló a (6) Vignal-féle képlethez, csak míg ott a tengerszinti nehézségként a γ_{i0} normális nehézség szerepel, addig itt a felszíni észlelt értékekből számítható g_{m0} átlagos érték.

Lederstegernek ezen eljárás bevezetésével az volt a célja, hogy az ortométeres magasságok a szintezés nyers eredményeitől alig különbözzenek.

A módszer fizikai tartalmát igen nehéz megmagyarázni. Helyes eredményt csak olyan helyen adhatna, ahol a szintezés területe alatt a tengerszinten a nehézség értéke mindenütt g_{m0} , és a tenger szintje fölött levő tömegek sűrűsége zérus. Ilyen esetben ugyanis a tengerszint feletti fél magasságban a nehézség értéke valóban a (8) képlettel számítható.

F. 1953-ban Karl Ramsayer a \bar{G}_i közepes nehézség kiszámítására három különböző új képletet vezetett be [8].

Az első képlet fizikai tartalma az, hogy — feltételezve, hogy a nehézség a függővonal mentén lineárisan változik — a közepes nehézséget a felszíni észlelt és a tengerszinti számított nehézségek számtani közepeként kiszámíthatjuk. A tengerszinti nehézség értékét Ramsayer úgy határozta meg, hogy a felszíni észlelt értéket a szabad levegő és a Bouguer-redukciók segítségével a tengerszintre redukálta. Ez egyúttal a számítás fizikai értelemben vett hibája is, mert ezzel az eljárással a tenger szintje fölött levő tömegek hatását a tengerszinti nehézségre figyelmen kívül hagyta, azaz úgy tekintette, mintha azt csak a geoidba zárt tömegek okoznák.

A Ramsayer-féle első képlet a következő:

$$\bar{G}_i^{R1} = \frac{1}{2} (g_i + g_{i0}) \quad (9a)$$

ahol

$$g_{i0} = (g_i + 0,3086 z'_i - 0,0418 \sigma_i z'_i) 10^{-3} \text{ cm sec}^{-2} \text{ (} z'_i \text{ méterben, } \sigma_i \text{ g cm}^{-3} \text{ban).}$$

A második képlet az elsőhöz hasonló, de egy korrekciós tagot is tartalmaz, amelyik az előbb említett hibán igyekszik segíteni:

$$\bar{G}_i^{R2} = \frac{1}{2} (g_i + g_{i_0}) - (g_{i_0} - g_{i_0}) \frac{z'_m}{z'_i} \quad (9b)$$

ahol az ismert jelölésen kívül

g_{i_0} a szintezés kezdőpontjában észlelt nehézség értékének a szabad levegő és Bouguer-redukciókkal a tengerszintre redukált értéke.
 z'_m a szintezés területének átlagos nyers magassága.

A harmadik képlet a Vignal-féle formulához hasonló, csak míg az a tengerszinti normális nehézséget a kérdéses pont függővonalának felező-pontjára a szabadlevegő redukcióval viszi fel, addig ez a Bouguer-hatást is számításba veszi.

$$\bar{G}_i^{R3} = \gamma_{i_0} - \frac{1}{2} (g_{i_0} - g_i) \quad (9c)$$

a képlet a (9a) formulánál elmondottak alapján, mivel $g_{i_0} - g_i = (0,3086 z'_i - 0,0418 \sigma_i z'_i) 10^{-3} \text{ cm sec}^{-2}$, a következő alakba is írható:

$$\bar{G}_i^{R3} = \left(\gamma_{i_0} - 0,3086 \frac{z'_i}{2} + 0,0418 \sigma_i \frac{z'_i}{2} \right) 10^{-3} \text{ cm sec}^{-2}$$

(z'_i méterben, σ_i g cm⁻³-ban)

Ez az eljárás is — mind a tengerszinti nehézségnek a normális nehézséggel való helyettesítése miatt, mind pedig a tengerszint feletti félmagasságra való redukciónál alkalmazott logikátlan eljárás miatt (csak a félmagasság alatt levő tömegek hatásával számol) — a valóságtól igen elütő eredményt ad.

A módszer kidolgozásánál — Lederstegerhez hasonlóan — Ramsayert is az a cél vezette, hogy a nyers szintezési eredményeknek és az ortométeres magasságoknak a különbségeit a minimumra csökkentse. Ebből a szempontból (9b) képletét tartja a legjobbnak.

2.3. A \bar{G}_i közepes nehézség számítására javasolt eljárás

A \bar{G}_i közepes nehézség meghatározásával kapcsolatban 3 feltevést teszünk:

1. A nehézség a Föld kérgének vizsgálatunkban szereplő szakaszán a mélységgel lineárisan változik. Ezen feltevésünk reálisnak mondható. Bányáknak, vagy fűrőlyukakban végzett nehézségmérések ezt kellőleg alátámasztják. Facsinay László és Haázné Rózsás Hajnal végeztek újabban — közetsűrűség meghatározás céljából — egy Pécs környéki bánya

aknájában a felszíntől számított 325 m mélységig ilyen méréseket és azt találták, hogy a nehézség csaknem teljesen lineárisan változik. Az arányossági tényezőre vonatkozólag nem teszünk feltevést [9].

2. A nehézséget a tengerszinten — a Bouguer-féle anomáliák segítségével — elméleti úton meg lehet határozni.

3. Feltételezzük, hogy a szintezés területén a geoid undulációk és a talajsűrűségek állandók, éspedig a helyi közepes geoid undulációval, illetve talajsűrűséggel egyenlők.

A nehézség eloszlásáról feltételeztük, hogy az a felszíni észlelt g_i értékből kiindulva a mélységgel lineárisan nő, egészen a tengerszinti g_i^0 értékig (3. ábra).

A \bar{G}_i^M közepes értéket úgy kell megválasztani, hogy a 3. ábra $\frac{1}{2} (g_i + g_i^0) H_i$ — ferde vonalkázással jelölt — munkaterülete egyenlő legyen a $\bar{G}_i^M H_i$ — vízszintes vonalkázással jelölt — munkaterülettel.

Ezek szerint:

$$\bar{G}_i^M H_i = \frac{g_i + g_i^0}{2} H_i, \text{ ahonnan}$$

$$\bar{G}_i^M = \frac{1}{2} (g_i + g_i^0) \quad (10)$$

ahol a g_i a nehézség észlelt értéke a H_i magasságú A_i pontban.

g_i^0 a nehézség számított értéke az A_i pont függővonalán, a tengerszint magasságában (a geoidon).

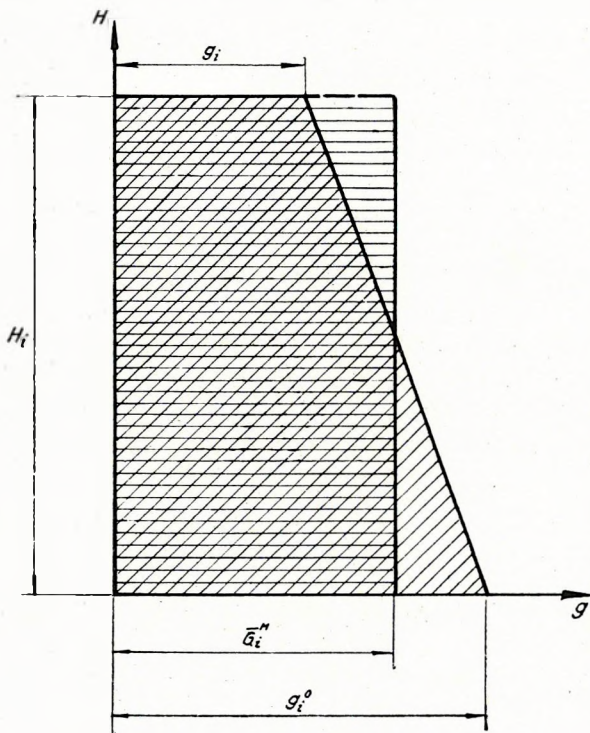
Vizsgáljuk meg azt a kérdést, *hogyan lehet kiszámítani a g_i^0 értékét?*

Tételezzük fel, hogy az A_i pont függővonalának a földi ellipszoiddal való metszéspontjában a nehézség értéke g_i^e .

Tételezzük fel továbbá, hogy ez a g_i^e érték két komponensből tevődik össze: $g_i^{e_1}$ komponensből, amelyik a földi ellipszoidba zárt tömegek hatásából származik és a — $g_i^{e_2}$ komponensből, amelyik a földi ellipszoidon kívüli tömegek hatásából keletkezik.

Ezek szerint

$$g_i^e = g_i^{e_1} - g_i^{e_2}$$



3. ábra.

Ha most ezt a földi ellipszoidon levő nehézségi erő értéket az A_i pont függővonala mentén felvisszük a geoid felületére, tehát a tengerszintre, akkor eredményül éppen a keresett g_i^0 értékét kapjuk. Ez a tengerszintre való redukálás — közelítőleg — mint ismeretes, a free-air redukció és a geoid és ellipszoid felületek közé zárt u_i vastagságú tömegek hatását kifejező kétszeres Bouguer-redukció segítségével történhet, tehát

$$g_i^0 = (g_i^e - 0,3086 u_i + 2 \times 0,0418 \sigma_i u_i) 10^{-3} \text{ cm sec}^{-2} \quad (11)$$

(u_i méterben, σ_i g cm⁻³-ban),

ahol az ismert jelöléseken kívül u_i a geoid unduláció az A_i pontban. A (11) képletbe helyettesítsük g_i^e fenti kifejezését:

$$g_i^0 = (g_i^{e_1} - g_i^{e_2} - 0,3086 u_i + 2 \times 0,0418 \sigma_i u_i) 10^{-3} \text{ cm sec}^{-2} \quad (11a)$$

(u_i méterben, σ_i g cm⁻³-ban)

Az ellipszoid feletti $(H_i + u_i)$ magasságú tömegek hatását kifejező $g_i^{e_2}$ nehézségi erőről feltételezzük, hogy az a Bouguer-hatással kifejezhető, azaz

$$g_i^{e_2} = 0,0418 \sigma_i (H_i + u_i) 10^{-3} \text{ cm sec}^{-2}$$

(H_i és u_i méterben, σ_i g cm⁻³-ban)

és ezzel

$$\begin{aligned} g_i^0 &= g_i^{e_1} - 0,0418 \sigma_i (H_i + u_i) - 0,3086 u_i + 2 \times 0,0418 \sigma_i u_i = \\ &= g_i^{e_1} - 0,0418 \sigma_i H_i - 0,3086 u_i + 0,0418 \sigma_i u_i = \\ &= [g_i^{e_1} - (0,3086 - 0,0418 \sigma_i) u_i - 0,0418 \sigma_i H_i] 10^{-3} \text{ cm sec}^{-2} \quad (11b) \end{aligned}$$

(H_i és u_i méterben, σ_i g cm⁻³-ban)

A képlet jobboldalának — a szintezés (a poligon) egész területére nézve harmadik feltételünk szerint — állandónak tekinthető második tagja és a harmadik tag egyszerűen számítható.

A földi ellipszoid belsejébe zárt tömegek hatását kifejező legvalószínűbb $g_i^{e_1}$ értéket úgy számíthatjuk ki, hogy a nehézségi erő Cassinis-féle:

$$\gamma_{i_0} = 978,049 (1 + 0,0052884 \sin^2 \varphi_i - 0,0000059 \sin^2 2 \varphi_i)$$

normális értékét megjavítjuk a nehézségi zavar értékével, mégpedig — mivel csak a földi ellipszoid belsejébe zárt tömegek hatásáról van szó — a Bouguer-anomáliával.¹

Ilyen módon:

$$g_i^{e_1} = \gamma_{i_0} + \text{Bouguer-anomália}$$

¹ Bouguer anomália alatt a térszíni, a szabad levegő és a Bouguer-hatással megjavított mért nehézség és a normális nehézség különbségét értjük.

Ezt az értéket a (11b) képletbe és az ismeretlen H_i ortométeres magasságot a z'_i nyers magassággal helyettesítve:

$$g_i^0 = [\gamma_{i_0} + \text{Bouguer anomália} - (0,3086 - 0,0418 \sigma_i) u_i - 0,0418 \sigma_i z'_i] 10^{-3} \text{ cm sec}^{-2} \quad (12)$$

(z'_i és u_i méterben, σ_i g cm⁻³-ben)

Ha pl. *Svájc területére* kívánjuk kiszámítani az ott érvényes képletet, akkor a (12) formulába $u_i = 40$ m és $\sigma_i = 2,7$ g cm⁻³ értéket helyettesítünk:

$$g_i^0 = (\gamma_{i_0} + \text{Bouguer-anomália} - 0,11286 z'_i - 8) 10^{-3} \text{ cm sec}^{-2} \quad (13)$$

Magyarországon például az Alföld területére $u_i = 30$ m és $\sigma_i = 1,9$ g cm⁻³ értékkel számolva a következő formulát kapjuk:

$$g_i^0 = (\gamma_{i_0} + \text{Bouguer-anomália} - 0,07942 z'_i - 7) 10^{-3} \text{ cm sec}^{-2} \quad (13a)$$

Természetesen a képletek annál jobb eredményt adnak, minél jobban megközelítik a számításba vett u_i és σ_i értékek a tényleges helyi értékeket. Célszerű minden poligonra a képlet állandóit külön meghatározni.

A fenti képletekbe helyettesítendő nehézségi zavarok értékeinél ügyelni kell arra, hogy azok a Cassinis-féle formula segítségével számítottak legyenek.

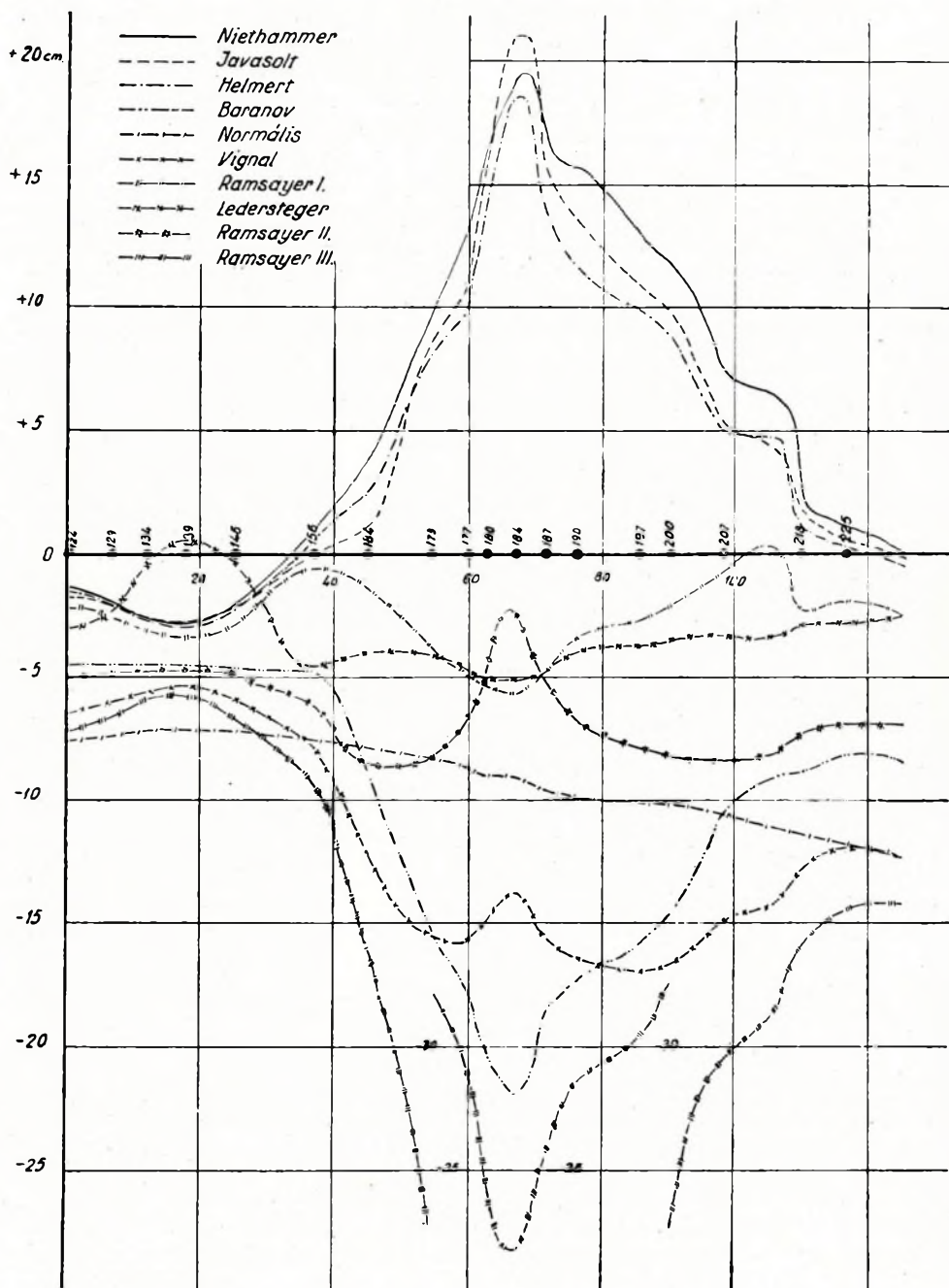
A geoid undulációk a Tanni-féle geoid-képből vehetők ki legmegbízhatóbban. A σ_i sűrűségeket geológiai térképek alapján célszerű meghatározni.

2.4. A \bar{G}_i közepes nehézségek összehasonlítása

Az előzőekben ismertetett eljárásokat összehasonlítva megállapíthatjuk a következőket:

Az első két eljárás a felszíni észlelt értékekből számítja a \bar{G}_i közepes nehézségeket. A *Niethammer-féle* eljárás a $\Delta g_i''$ és $\Delta \bar{g}_i''$ terepjavitások kiszámításának körülményessége miatt nem ajánlható, kivéve ha a felszíni nehézség értékeket izogamma térképből vesszük ki. Ekkor ugyanis — mint már említettük — a $\Delta g_i''$ terephatást mindenképpen ki kell számítani. Ha pedig ez megvan, akkor a $\Delta \bar{g}_i''$ érték meghatározása már nem jelent olyan nagy többletmunkát. Egyébként legjobb eredményt ez a módszer ad. — A *Helmert-módszer* a számítások egyszerűségével, valamint kielégítő pontosságával tűnik ki. Hátránya, hogy az (5a) képletben szereplő 0,0414 szorzó nem megbízható, mert kiszámításánál [l. (4) képlet] a free-air és a Bouguer-redukciók bizonytalan állandói szerepeltek.

A *Vignal-féle* \bar{G}_i értéket éppen olyan egyszerűen lehet számítani, mint a Helmert-félét, azonban két hiányossága van; először az, hogy nem az észlelt felületi, hanem a tengerszíni normális nehézségi erő értékekből van számítva — másodszor az, hogy a Niethammer-féle értékektől való eltérések nagyok. Ugyanez vonatkozik nagyjából a *Baranov-féle* közepes nehézségre is.



4. ábra.

A *Ledersteger* és a *Ramsayer I. és II.* típusú módszerek — szerintünk indokolatlan — célja az, hogy az ortométeres javítások számértékét még a fizikai viszonyokhoz való hűség árán is — a minimumra csökkentsék le azért, hogy a szintezéssel közvetlenül kapható nyers magasságok kevésbé különbözzenek az ortométeres magasságoktól.

A felhasznált képletek szerkezetéből világosan kitűnik, hogy mind a *Ledersteger*-féle, mind pedig a *Ramsayer III.* típusú értékek a valóságos fizikai viszonyokat rosszul tükrözik. Utóbbiak különböznek egyébként — az összes módszerek közül — a legnagyobb mértékben a *Niethammer*-féle értékektől.

A javasolt eljárás a számítás egyszerűségével, a tényleges fizikai adatokhoz való hűségével és a *Niethammer*-féle közepes nehézségekhez való jó közelítésével tűnik ki.

3. Számpélda

Számpéldánkat a svájci elsőrendű szintezési hálózat XVII. sz. poligonjának Biasca—Reichenau szakaszán mutatjuk be.

A poligon felhasznált pontjainak adatait a [2] sz. műből vettük át. Az adatokat a II. táblázat tartalmazza.

A különböző számítási eljárásokkal kapott ortométeres magasságokat az I. táblázatban állítottuk össze. A számításnál az 1. sz. (Reichenau) pont *Niethammer*-féle ortométeres magasságát $H_1^N = 600,0000$ m-nek vettük fel. A 4, 6, 8, 10, 12, 14, 16 és 18 oszlopokban az eddig legjobbnak tartott *Niethammer*-féle magasságoktól való eltéréseket tüntettük fel.

A 4. ábra az egyes módszerekkel kiszámított azon értékeket tünteti fel, amelyeket a z_i' nyers magasságokhoz hozzá kell adni, hogy az ortométeres magasságokat kapjuk.¹ Az egyes módszerek közötti nagy különbségek világosan láthatók.

A III. táblázatban az összehasonlíthatóság kedvéért feltüntettük azokat az értékeket, amelyek elsősorban jellemzők az egyes módszereknek a *Niethammer*-féle eljáráshoz viszonyított megbízhatóságára. Így a 2. oszlopban a \bar{G}_i közepes nehézségeknek a *Niethammer*-féle \bar{G}_i -hez viszonyított átlagos eltéréseit tüntettük fel. A 3. oszlopban a magasságok maximális eltérései, míg a 4. oszlopban ezek átlagos eltérései szerepelnek, mindkettő a *Niethammer*-féle magassághoz viszonyítva.

Természetesen más poligonon számolva az eredmények másképpen is alakulhatnak.

*

Köszönetemet fejezem ki Rédey István egyetemi tanár, a műszaki tudományok doktorának, Májay Péter és Oszlaczky Szilárd, a műszaki tudományok kandidátusainak értékes tanácsaikért, amelyekkel elősegítették e dolgozat megjelenését.

¹ Jelen számpéldában a z_i' érték az I. táblázatban szereplő z_i értékből a következő módon számítható:

$$z_i' = H_A + z_i = H_1^N + z_i = 600,0000 + z_i.$$

Az ortométeres

| 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. |
|------|---------------------------------|-----------|--------|-----------|---------|-----------|---------|-------------|---------|
| Szám | Niet-hammer | Helmert | | Vignal | | Baranov | | Ledersteger | |
| | f é l e o r t o m é t e r e s | | | | | | | | |
| | m | m | cm | m | cm | m | cm | m | cm |
| 124 | 301,6866 | 301,6841 | + 0,25 | 301,6355 | + 5,11 | 301,6545 | + 3,2 | 301,6487 | + 3,79 |
| 129 | 277,3814 | 277,3789 | + 0,15 | 277,3398 | + 4,16 | 277,3551 | + 2,63 | 277,3506 | + 3,08 |
| 134 | 252,3743 | 252,3728 | + 0,15 | 252,3434 | + 3,09 | 252,3545 | + 1,98 | 252,3522 | + 2,21 |
| 139 | 246,8705 | 246,8693 | + 0,12 | 246,8448 | + 2,57 | 246,8536 | + 1,69 | 246,8523 | + 1,82 |
| 146 | 301,2786 | 301,2756 | + 0,30 | 301,2399 | + 3,87 | 301,2525 | + 2,61 | 301,2497 | + 2,89 |
| 156 | 448,5125 | 448,5057 | + 0,68 | 448,5057 | + 9,09 | 448,4516 | + 6,09 | 448,4388 | + 7,37 |
| 164 | 784,3399 | 784,3223 | + 1,76 | 784,1775 | + 16,24 | 784,2143 | + 12,56 | 784,2143 | + 12,56 |
| 173 | 1433,5053 | 1433,4819 | + 2,34 | 1433,2436 | + 26,17 | 1433,2476 | + 25,77 | 1433,3167 | + 18,86 |
| 177 | 1603,8361 | 1603,7985 | + 3,76 | 1603,5417 | + 29,44 | 1603,5221 | + 31,40 | 1603,6268 | + 20,93 |
| 180 | 1848,7669 | 1848,7443 | + 2,26 | 1848,4501 | + 31,68 | 1848,4011 | + 36,58 | 1848,5500 | + 21,69 |
| 184 | 2059,8955 | 2059,8850 | + 1,05 | 2059,5614 | + 33,41 | 2059,4795 | + 41,60 | 2059,6770 | + 21,85 |
| 187 | 1805,9623 | 1805,9365 | + 2,58 | 1805,6418 | + 32,05 | 1805,6123 | + 35,00 | 1805,7468 | + 21,55 |
| 190 | 1617,6562 | 1617,6150 | + 4,12 | 1617,3345 | + 32,17 | 1617,3246 | + 33,16 | 1617,4302 | + 22,60 |
| 197 | 1456,7281 | 1456,6939 | + 3,42 | 1456,4309 | + 29,72 | 1456,4398 | + 28,83 | 1456,5201 | + 20,80 |
| 200 | 1358,2172 | 1358,1853 | + 3,19 | 1357,9318 | + 28,54 | 1358,9526 | + 26,46 | 1358,0163 | + 20,09 |
| 207 | 986,1714 | 986,1473 | + 2,41 | 985,9501 | + 22,13 | 986,9934 | + 17,80 | 986,0145 | + 15,69 |
| 214 | 867,7636 | 867,7466 | + 1,70 | 867,5552 | + 20,84 | 867,6071 | + 15,65 | 867,6168 | + 14,68 |
| 218 | 719,0167 | 719,0080 | + 0,87 | 718,8709 | + 14,58 | 719,9097 | + 10,70 | 719,9244 | + 9,23 |
| 225 | 628,4113 | 628,4017 | + 0,96 | 628,2783 | + 13,30 | 628,3170 | + 9,43 | 628,3279 | + 8,34 |
| 1 | 600,0000 | 599,9933 | + 0,67 | 599,8770 | + 12,30 | 599,9143 | + 8,37 | 599,9290 | + 7,10 |

III. táblázat

Az ortométeres magasságok összehasonlítása

| 1. | 2. | 3. | 4. |
|-----------------------|--|---|---------|
| Név | \bar{G}_i közepes nehézségek átlagos eltérése a Niethammer-féle \bar{G}_i^N -zól | Az ortométeres magasságok | |
| | | maximális | átlagos |
| | | eltérései a Niethammer-féle ortométeres magasságoktól | |
| | 10 ⁻³ cm sec ⁻² | cm | cm |
| 1. Helmert | + 14,8 | + 3,76 | + 1,63 |
| 2. Vignal | + 175,4 | + 33,41 | + 18,52 |
| 3. Baranov | + 152,2 | + 41,60 | + 17,58 |
| 4. Ledersteger | + 120,4 | + 22,60 | + 12,85 |
| 5. Ramsayer I. | + 68,7 | + 25,47 | + 9,22 |
| 6. Ramsayer II. | + 65,6 | + 24,80 | + 9,66 |
| 7. Ramsayer III. | + 235,5 | + 57,98 | + 26,13 |
| 8. Új rendszerű | + 13,4 | + 2,78 | + 1,22 |

1. táblázat

magasságok

| 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. |
|-----------------|---------|--------------|---------|---------------|---------|--------------|--------|
| Ramsayer I. | | Ramsayer II. | | Ramsayer III. | | Új rendszerű | |
| m a g a s s á g | | | | | | | |
| m | cm | m | cm | m | cm | m | cm |
| 301,6789 | + 0,77 | 301,6700 | + 1,66 | 301,6299 | + 5,67 | 301,6810 | + 0,56 |
| 277,3747 | + 0,67 | 277,3777 | + 0,37 | 277,3353 | + 4,61 | 277,3774 | + 0,40 |
| 252,3692 | + 0,51 | 252,3957 | + 2,14 | 252,3414 | + 3,29 | 252,3733 | + 0,10 |
| 246,8657 | + 0,48 | 246,9054 | + 3,49 | 246,8413 | + 2,92 | 246,8705 | + 0,00 |
| 301,2703 | + 0,83 | 301,2937 | + 1,51 | 301,2347 | + 4,39 | 301,2752 | + 0,34 |
| 448,4942 | + 1,83 | 448,4535 | + 5,90 | 448,4091 | + 10,34 | 448,4960 | + 1,65 |
| 784,2863 | + 5,36 | 784,2575 | + 8,24 | 784,1423 | + 19,76 | 784,3127 | + 2,72 |
| 1433,3635 | + 14,18 | 1433,3577 | + 14,76 | 1433,1252 | + 38,01 | 1433,4848 | + 2,05 |
| 1603,6497 | + 18,64 | 1603,6513 | + 18,48 | 1603,3945 | + 44,16 | 1603,8083 | + 2,78 |
| 1848,5643 | + 22,06 | 1848,5501 | + 21,68 | 1848,2541 | + 51,28 | 1848,7575 | + 0,94 |
| 2059,6413 | + 25,42 | 2059,6475 | + 24,80 | 2059,3157 | + 57,98 | 2059,9092 | + 1,37 |
| 1805,7505 | + 21,18 | 1805,7523 | + 21,00 | 1805,4521 | + 51,02 | 1805,9530 | + 0,93 |
| 1617,4649 | + 19,13 | 1617,4583 | + 19,79 | 1617,1828 | + 47,34 | 1617,6298 | + 2,64 |
| 1456,5721 | + 15,60 | 1456,5617 | + 16,64 | 1456,3077 | + 42,04 | 1456,7058 | + 2,23 |
| 1358,0778 | + 13,94 | 1358,0634 | + 15,38 | 1357,8252 | + 39,20 | 1358,1949 | + 2,23 |
| 986,0920 | + 7,94 | 986,0658 | + 10,56 | 985,8938 | + 27,76 | 986,1492 | + 2,22 |
| 867,7019 | + 6,17 | 867,6644 | + 9,92 | 867,5115 | + 25,21 | 867,7403 | + 2,33 |
| 719,9778 | + 3,89 | 719,9706 | + 4,61 | 719,8408 | + 17,59 | 719,0138 | + 0,29 |
| 628,3793 | + 3,20 | 628,3703 | + 4,10 | 628,2543 | + 15,70 | 628,4035 | + 0,78 |
| 599,9725 | + 2,75 | 599,9725 | + 2,75 | 599,8556 | + 14,44 | 599,9963 | + 0,37 |

I R O D A L O M

[1]. M. KNEISSL: Die Bildung eines einheitlichen europäischen Nivellementsnetzes. IV. Kapitel: Die Florenzer Beschlüsse (1955.) der Int. Kom. f. die Ausgleichung der europäischen Nivellementsnetze. Zeitschr. f. Verm. 1955. Heft 9.

[2]. T. NIETHAMMER: Nivellement und Schwere als Mittel zur Berechnung wahrer Meereshöhen. Veröff. d. Schweizer Geod. Kommission. Basel. 1932.

[3]. C. F. BAESCHLIN: Ergänzung zur Berechnung der Mittleren Schwere, in einer Lotlinie nach Th. Niethammer, unter Berücksichtigung der Isostasie. Bayerische Akademie der Wissenschaften, math.-naturw. Klasse, Sitzungsberichte. 1955. Sonderdruck 6. München. 1955.

[4]. F. R. HELMERT: Die Schwerkraft im Hochgebirge, insbesondere in den Tyroleralpen in geodätischer und geologischer Beziehung. Preuss. Geod. Institut. Berlin. 1890.

[5]. J. VIGNAL: Nivellement et Gravité. Association Int. de Geodesie. Paris. 1952.

[6]. K. LEDERSTEGGER: Die einheitliche Begründung der metrischen Höhendefinitionen. Bull. Geod. N° 32. Paris. 1954.

[7]. K. LEDERSTEGGER: Die Minimalsysteme der orthometrischen Reduktion. 2. Bericht, vorgelegt der stud. Kommission «Nivellement und Schwere» der I. U. G. G. 1953.

[8]. K. RAMSAYER: Die Schwerereduktion von Nivellements. Veröff. der D. G. K. Reihe A. Nr. 6. 1953.

[9]. FACSINAY LÁSZLÓ és HAÁZNÉ RÓZSÁS HAJNAL: Közetsűrűség-meghatározás graviméter mérések alapján. Geof. Közl. II. kötet 4. sz. Budapest, 1953.

II. táblázat

A svájci XVII. sz. felsőrendű szintezési poligon felhasznált pontjainak adatai:

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|------|---------------------|------------|-------------|----------------------|
| Szám | Név | φ | z_i | g_i |
| | | | m | cm sec ⁻² |
| 124 | Biasca | 46° 21,60' | — 298,3000 | 980,535 |
| 129 | Osogna | 46° 18,74' | — 322,6000 | 980,554 |
| 134 | Claro | 46° 15,85' | — 347,6000 | 980,580 |
| 139 | Moesabrücke | 46° 13,22' | — 353,1000 | 980,594 |
| 146 | Roveredo | 46° 14,41' | — 298,7000 | 980,567 |
| 156 | Cabbiole | 46° 19,78' | — 151,5000 | 980,475 |
| 164 | Mesocco | 46° 23,60' | + 184,3000 | 980,421 |
| 173 | Mte. Viganaia | 46° 26,21' | + 833,4000 | 980,316 |
| 177 | S. Bernardino | 46° 27,76' | + 1003,7000 | 980,291 |
| 180 | | 46° 28,76' | + 1248,6000 | 980,245 |
| 184 | Berghaus | 46° 29,78' | + 1459,7000 | 980,207 |
| 187 | | 46° 31,18' | + 1205,8000 | 980,252 |
| 190 | Hinterrhein | 46° 31,87' | + 1017,5000 | 980,280 |
| 197 | Splügen | 46° 33,21' | + 856,6000 | 980,307 |
| 200 | Geissrücken | 46° 34,12' | + 758,1000 | 980,321 |
| 207 | Andeer | 46° 36,02' | + 386 1000 | 980,384 |
| 214 | Via mala | 46° 39,72' | + 276,7000 | 980,394 |
| 218 | Thusis | 46° 41,86' | + 119,0000 | 980,454 |
| 225 | Realta | 46° 45,37' | + 28,4000 | 980,471 |
| 1 | Reichenau | 46° 49,52' | 0 | 980,486 |

G. SZÉNÁS

GENERAL EXPERIENCES OF THE APPLICATION OF GEOPHYSICAL METHODS IN HUNGARY

The main factors, which limit, or make impossible the geophysical exploration, are systematized. These are: 1. the weathered layer, 2. lenticular sedimentation, 3. eroded surface of the basement, 4. horizontal anisotropy, 5. screen effects, 6. tectonical disturbances, 7. reverberations (multiple reflections).

These phenomena are treated chiefly from the point of view of seismic and gravity measurements.

ÁLTALÁNOS TAPASZTALATOK A GEOFIZIKAI MÓDSZEREK MAGYARORSZÁGI ALKALMAZÁSÁRÓL

SZÉNÁS GYÖRGY

Gyakorlati célú, tehát földtani feladat megoldására irányuló geofizikai kutatások alkalmával részben természetes, részben mesterségesen létrehozott fizikai hatások megfigyelésére, illetőleg mennyiségi meghatározására törekszünk és méréseink eredményét a földtan fogalmait véve kölcsön, értelmezzük. Ahhoz, hogy egy-egy földtani feladatot geofizikai módszerekkel eredményesen megoldhassunk, bizonyos fizikai feltételeknek kell teljesülniök:

1. fizikailag is kimutatható közettani különbség (inhomogenitas),
2. ennek az inhomogenitásnak kellő mértékű viszonylagos kiterjedése és
3. alkalmas térbeli elhelyezkedése.

E három feltételnek a különböző módszereknél sajátos együttesben kell teljesülni ahhoz, hogy a geofizikai kutatás eredményes legyen.

Vannak olyan földtani viszonyok is, amelyek, jöllehet kielégítik a felsorolt feltételeket, oly sokféle értelmezési lehetőséget nyújtanak, hogy az eredményes kutatás illuzóriussá válik.

Vannak végül a fenti követelményeket ugyancsak kielégítő, de olyan ásványi nyersanyaggal kapcsolatos földtani körülmények, amelyeknek gazdasági jelentősége az adott gazdasági viszonyok között csekély. A geofizikai módszerek egyike-másika meglehetősen költséges, s ezért az alkalmazás arányosságát is vizsgálnunk kell.

A kézirat 1955. október 1-én érkezett be.

Abból a szempontból, hogy az említett feltételek milyen mértékben és milyen együttesben teljesülnek, a geofizikai módszerek alkalmazásában korlátokkal találkozhatunk. Ezek a korlátok részben az alkalmazott geofizikai módszer természetétől, részben a kutatási terület földtani körülményeitől függenek, tehát módszertani és földtani korlátok.

A geofizikai módszerek fejlődésével a módszertani korlátok egyre szűkebb térré szorulnak. A földtani korlátok azonban mindig több-kevesebb problémát fognak jelenteni. Legjellemzőbb példa erre a többértelműség, amelyet aligha lehet valaha is a geofizikai kutatás szükségképpen korlátai közül kirekeszteni.

*

Hazai tapasztalataink szerint a geofizikai módszerek földtani jellegű korlátait az alábbiak szerint foglalhatjuk össze:

1. a felszínközeli laza képződmények,
2. a vastag üledékösszletek lencsés települése,
3. az alapkőzet egyenetlen felszíne,
4. a közetfizikai állandók változása vízszintes irányban,
5. az árnyékolás,
6. a túlságosan zavart tektonika és
7. többszörös visszaverődés.

Hangsúlyozzuk, hogy a tanulmány célja ezeknek a korlátoknak rendszerbe foglalása.

A továbbiakban a kérdéseket ebből a szempontból világítjuk meg, és a szükséges geofizikai alapismereteket feltételezzük.

1. A felszínközeli laza képződmények

A kőzeteknek a felszínen levő része a mállás hatására fellazul, hézagterfogatukat levegő tölti ki. Ha a kőzet kőzettanilag egyébként egynemű, e zóna talpa általában egybeesik a talajvíztükörrel. Ez a zóna szeizmikus energiaközlésre a nagy elnyelés miatt kedvezőtlen. Az összetett hullámnak főleg a nagyobb frekvenciás komponensei nyelődnek el, mert az elnyelés általában arányos a frekvenciával.

A rengéshullám terjedési sebessége laza közegben kicsi.

A térfogatsúly a likacsosság növekedésével közel lineárisan csökken. A térfogatsúly növekedése (tapasztalati statisztika szerint) a rugalmassági tényezők nagymértvű növekedését vonja maga után. A rugalmasság növekedése növeli a terjedési sebességet.

Ez az összefüggés csak bizonyos értékhatáron belül — 1,3 és 3,1 g/cm³ térfogatsúly között — áll fenn, a kőzetek térfogatsúlyának érték-tartománya azonban éppen ide esik (1).

A terjedési sebesség ezen kívül a mélységgel, illetőleg a mélységgel növekvő hidrosztatikus nyomással is nő (azonos kőzetösszleten belül is). Ezt a jelenséget a növekvő tömörültség (kompakció) hozza létre (2, 3).

Ilyen körülmények közt érthető, hogy a rengéshullám terjedési sebessége a felszínközeli laza képződményben kicsi. Ez azért lényeges, mert ha ez a képződmény, illetőleg zóna elég vastag és változó vastagságú, akkor

a hullám terjedési, illetve beérkezési idejét jelentékenyen módosíthatja. Ezért ezt a zónát általában korrekcióba veszik.

A robbantópontnál e zóna kedvezőtlen hatását kiküszöbölhetjük azzal, hogy a robbantólyukat talpa alá fúrjuk. Ezáltal több előnyt érünk el. Kedvezőbbé tesszük az energiaátadást és kiküszöbölünk egy energia-visszaverő felületet. Az energiabehatolás azonban a kedvezőtlen akusztikus illesztés miatt hátrányos is lehet.

Ilyen laza képződmény mindenütt előfordul. Vannak ezenkívül olyan területek is, ahol különleges üledékképződés következtében a felszín alatt többszáz méter vastag, laza homokkőképződmények vannak. Ilyen terület van hazánkban ott, ahol a pannon medence süllyedékét levantei és pleisztocén hordalékok töltik ki (pl. Hortobágy).

Valamennyi megállapítás, amelyet az előzőkban a felszínközeli kissebességű zónával kapcsolatban tettünk, érvényes az ilyen területekre is. Az ilyen területek a méréseket gyakran teljesen lehetetlenné tehetik. Ezek kapták a közelmúlt gyakorlatában az ún. «néma zóna» elnevezést. A «néma zóna» fogalom azóta kiterjesztődött s olyan területekre is alkalmazzák, amelyek gyengén reflektálnak, vagy nem reflektálnak, de más okok, pl. lencsés település miatt.

Az ilyenfajta néma zónákat kedvezőbb frekvencia-spektrumú robbantással ma már akadálytalanul kutatjuk (Poulter-módszer). Ennél a robbantási módszernél ugyanis a keletkező sík rengéshullámok frekvenciatartománya keskeny, nem több, mint 50 Hz, és az energia csúcértéke a lazább talaj által jól átengedett frekvenciákon van (4).

A pannoniai dombvidéken, az eróziós völgyekben végzett szeizmikus mérés általában eredményesebb, mint a dombon végzett mérés. Ennek magyarázatát más alkalommal ismertettük a Geofizikai Közleményekben (5).

A szeizmikus kutatást a rosszul reflektáló területeken az ismeretes, ún. fáziskorrelációs, vagy kombinált refrakciós-reflexiós eljárás teszi lehetővé vagy gazdaságossá. Ez az eljárás egyben a szeizmikus módszer egyik továbbfejlesztési lehetősége.

Meg kell említeni a felszínközeli kissebességű réteggel kapcsolatban, hogy a közelmúlt kutatási gyakorlata arra a felfogásra vezetett, hogy a korrekció elvégzésének költsége és nehézsége, hasznával gyakran nincs arányban, sőt a korrekció néha félrevezető. A legújabb hazai szeizmikus refrakciós kutatásoknál (kőszén-, bauxit-, rézérckutató mérések) a korrekciós eljárást általában mellőzték, vagy igen szűk határok közé szorították, szintre redukálást egyáltalán nem alkalmaztak, vonatkozási szintnek a felszínt tekintették.

A felszínközeli laza képződményeknek — mint jellegzetes fogalomnak — főleg a szeizmikus méréseknél van szerepük. Az elektromos méréseknél ez a réteg mindössze nagyobb feszültségek alkalmazását teszi szükségessé.

A felszínközeli laza képződmények (kissebességű zóna) hatása a szeizmikus mérésekre hátrányos.

A hátrányos hatások kiküszöbölésének módja: légrobbantás alkalmazása, a méréseknek lehetőleg völgyekben történő végzése, lyukrobbantásnál a fúrásnak a talajvíztükör szintje alá mélyítése. A megoldás egy lehetséges módja a fáziskorrelációs refrakciós módszer is.

Ha a kissebességű zóna állandó vastagságú, vagy vastagsága egyenetlenül változik, mélyebb szerkezetek kutatásánál mérlegelni kell azt, hogy a kissebességű zónát egyáltalán figyelembe, illetve korrelációba kell-e venni.

2. Lencsés település

A rétegek határfelületét általában üledékképződési változások jelölik ki. E változások fizikai különbségeket is eredményeztek.

Földtani korhatár nem feltétlenül esik egybe szeizmikus határfelülettel, mert üledékfolytonossággal képződött összletben a határt gyakran csak őslénytani alapon lehet megvonni; a szeizmikus határfelület ellenben minden esetben vagy facies-, vagy közettani határ.

Legbiztosabb szeizmikus és egyben földtani határfelület — vagyis vezérszint — a nagy üledékhézag, diszkordancia (pl. triászra miocén).

Legritkább, szinte elképzelhetetlen olyan település, ahol nagy üledékhézag után az alapkőzettel azonos kőzettel kezdődne az új üledékciklus.

A reflexiós és refrakciós jelenségek nagymértékben hasonlatosak a hasonló nevű fénytani jelenségekhez. Természetesen a rétegeknél sok egyszerűsítésre és közelítésre van szükség.

A refrakciós mérés méreteit jelentékenyen befolyásolja a kimutatni kívánt réteg mélysége és terjedési sebességértékének viszonya a felette települt rétegéhez, ill. rétegekéhez. A refrakció lényegéből következik, hogy refrakciós mérés csak ott alkalmazható, ahol a terjedési sebesség a felszíntől lefelé ugrásszerűen növekszik.

A reflexiós mérések nincsenek ilyen korlátozásnak alávetve. Ott csak az fontos, hogy a keresett rétegfelület és a felette levő réteg között megfelelő és kellő nagyságú hullámellenálláskülönbség legyen.

A visszaverődés a különböző hullámellenállású rétegek határfelületén jön létre a hullámellenálláskülönbség nagysága szerint. A hullámellenállás

$$R = \rho \cdot V,$$

ahol ρ a sűrűség, V pedig a terjedési sebesség. A határfelületen áthaladó 0° alatt beeső hullám amplitudóját a hullámellenállással kifejezve, a következő képlet adja:

$$A_2 = A_1 \frac{2 R_1}{R_2 + R_1},$$

ahol A_1 jelenti a belépő hullám amplitudóját, R_1 és R_2 az első és második közeg hullámellenállását. Nyilvánvaló, hogy ha az R_1 és R_2 különbsége nagy, az áthaladó energia csekély lesz¹ (6).

Ha egy-két jellegzetes határfelületünk (vezérszint) van, akkor könnyű az értelmezés. Ha azonban számos apró homoklencsén halad át a hullám, energetikailag rendkívül kedvezőtlen helyzet (szóródás) áll elő. A reflexiókban interferencia léphet fel.

A lencsés település, különösen hazai medenceüledékeinkben gyakori jelenség. Oka az, hogy a szarmata és pannoniai «tenger» sok apró beltengerből állt, amelyek külön-külön osztályozták üledékeiket, a parttól való távolság szerint. E mellett az alapkőzet is undulációs mozgást végzett, aminek következtében a kis beltengerek is gyakran változtatták helyüket.

A pannoniai emelet felső részében a beltengerek egyre sekélyebbek lettek. Ezt az is mutatja, hogy a felső pannoniai rétegek durvább szemcséjűek, mint az alsó pannoniai rétegek. A kettő közti facieshatárt (márganyak) az elektromos lyukszelvényezés jól meg tudja határozni. Ez a határ rugalmassági határfelület is, ezért néha szeizmikus reflexiós méréssel (légrobbantással) meghatározható.

A lencsés település tehát zavarólag hat a szeizmikus reflexiós mérésekre, mert a lencsés összetettségben nincs egységes vezérszint. A reflexiós mérések felületelemei korrelálhatatlanok. Nem megoldás e tekintetben a reflexiós mérések felületelemeinek időkorrelációja sem, mert így nem ugyanazon felület elemei kerülhetnek egymás mellé — véletlenül.

Ha viszont a korrelálhatatlan felületelemeket a szelvényekről kihagyjuk, értékes statisztikus adathalmaztól fosztjuk meg az értelmezést.

Egy lehetséges megoldás — ha már folytonos reflexiós szelvényezéssel mérünk — az ún. fantomhorizontok használata. Ezek a horizontok a felületelemek statisztikus eloszlását s így valószínűleg a képződmények átlagos dőlését jelzik.

A lencsés településnél alkalmazható eljárás a légrobbantás és folytonos szelvényezés helyett az ún. dőlés- (dip) lövés.

Ha légrobbantással dolgozunk, akkor kisebb frekvenciájú, tehát hosszabb hullámokat kapunk, mint a lyukrobbantásnál. Ilyenkor a vékony rétegek nem reflektálnak, csak a vastagabbak. A lencsés összetettség zűrzavaros szelvénye helyett a szeizmogramokon csak egy-két jellegzetes határfelület jelentkezik. Itt természetesen a használható eredmény kedvéért a pontossági követelményből engedni kell.

Akár légrobbantással, akár más robbantási eljárással dolgozunk, célszerűnek látszik a dip-módszer alkalmazása. Míg a folytonos szelvényezéssel egyetlen szelvény mentén kapunk felületelemeket, addig a dip-módszerrel esetleg ugyanolyan költséggel és ugyanannyi idő alatt rendkívül nagy területet tudunk behálózni kereszt alakú terítésekkel, amelyekkel egyben a térbeli dölést is meg tudjuk határozni. Folytonos szelvényezéssel erre rendszerint nincs mód — legfeljebb külön keresztterítések alkalmazásával — és egy változtatás dőlésű lencsés településű összetettség felett egyáltalán nincs biztosíték arra, hogy a gravitációs térkép alapján tervezett szeizmikus szelvény dőlésirányban fut-e.

Lencsés szerkezetek fölött mindenütt dip-lövéssel dolgoznak, folytonos szelvényezést csak nyugodt településű táblás vidéken, jól követhető vezérszintek esetében alkalmaznak.

Összefoglalva: a lencsés település földmágneses, geoelektromos, gravitációs, szeizmikus refrakciós mérésekre kevésbé hátrányos, mint szeizmikus reflexiós mérésekre.

A megoldás útja: a légrobbantás és a fáziskorrelációs refrakciós eljárás alkalmazása. A légrobbantásos reflexiós méréseknél folytonos szelvényezés helyett célszerűbb a dőlés- (dip) módszer használata és kellő kritikával alkalmazni lehet az átlagoló szintet (fantomhorizontot).

3. Az alapkőzet problémája

A geofizikusban önként felmerül a gondolat, hogy ha kőolajtároló rétegek fedőkőzetei nehezen kutathatók, meg kell próbálkozni az alapkőzettel, amennyiben ennek a felette levő kőolajtároló szerkezettel bizonyos összefüggése van. Magyarországon legtöbbször jogos ez a feltevés, mert a pannóniai szerkezetek és az alaphegység emelt rögei általában genetikailag összefüggenek. Egyik jelenlétéből nagy valószínűséggel lehet következtetni a másikra.¹

Kedvező helyzetet teremt ez a gravitációs mérések számára ott, ahol az alaphegységet fedő üledékek sűrűség² szempontjából horizontálisan egyneműek. Ilyen helyen a gravitációs térkép többé-kevésbé a nagy sűrűségű alaphegység domborzatát tükrözi. Ez a körülmény azonban csak egész szűk, helyi vonatkozásokban állhat fenn és semmi sem áll távolabb a valóságtól, mint az a feltevés, illetve állítás, hogy a gravitációs mérés «lefényképezi» az alaphegységet.

Ezzel kapcsolatban utalunk Magyarország egyesített izogammatérképére, amely a Maort és a Geofizikai Intézet gravitációs méréseinek összesítéséből származik. Jóllehet ma még nem látott napvilágot, meglehetősen közismert, úgy gondoljuk, hivatkozhatunk rá. Ez a gravitációs térkép a következő meglepő tényeket tárja elénk.

A Sopron környéki kristályos pala kibúvása felett jóval kisebb gravitációs anomália mutatkozik, mint pl. az Alföld déli részén, Madaras és Tompa környékén, ahol mezozoós alapkőzet van helyenként néhány száz, más helyeken pedig esetleg néhány ezer méter laza összetételű fedőréteg alatt.

Az Alföld déli részén az anomáliák nagyobbak még a mátraiaknál is. Biharnagybajom környékén 1400—1600 m mélységben levő kristályos pala alaphegység fölött ugyanolyan — illetve helyenként nagyobb — anomália mutatkozik, mint a Kőszeg—Rohonci-felszínen levő — kristályos pala hegységben. Lovászinál 3000—4000 m vastag szarmata és pannóniai üledéksor felett (az alaphegység valószínűleg mezozoós) ugyanolyan gravitációs anomália van, mint a Balaton déli partján, párhuzamosan a Balatonnal húzódó anomáliaszávon, ahol az alaphegység paleozoós és nem lehet mélyebben 200—300 m-nél.

¹ Az alapkőzet földtörténetileg és közettanilag heterogén. Fizikailag — az egysegítő nagy nyomás következtében — valószínűleg kevésbé heterogén.

² Sűrűsége térfogatsúlyt értünk. A helytelen szóhasználatot az irodalomban meggyökeresedett volta indokolja.

E néhány innen-onnan kiragadott adat mutatja azt, hogy az anomália és az alaphegység mélységének összefüggése nem egyszerű. Nem lehet szó tehát alaphegység «fényképezés»-ről, még kevésbé arról, hogy «típus-maximum»-nak tekintsük az egyes olyan maximumokat, amelyek értékre és alakra hasonlítanak produktív területek felett jelentkezett anomáliaképhez.

Az anomáliáknak e fentiekben vázolt «anomáliája» mai ismereteink szerint pontosan nem magyarázható. A lehetséges magyarázatok közül megemlítjük a valószínűbbeket.

1. Az anomáliák nem annyira a szerkezetet, mint inkább a kavics-takarók vastagságát mutatják.

2. A mérések kiértékelésénél hibás volt a normálérték számítás.

3. Az anomáliáknak izosztatikus okuk van, ill. a mélyebb övek (Conrad, Mohorovicic) domborzati egyenetlenségét mutatják.

Valószínűleg valamennyi komponens szerepel az anomália kialakításában.

A gravitációs maximumok értelmezésénél azt is tekintetbe kell venni, hogy az alaphegység — mint a mélyfúrások bizonyítják — sok helyütt 3—4000 m mélyen van és nagyobb anomáliaindikációt ad egy felszínközeli kis sűrűségkülönbség, mint egy mélyben levő nagy különbség.

A helyzet tehát gravitációs mérések számára nem egyszerű. A fényképezési elméletnél — főleg geológusok közt — elterjedt egy még primitívebb is, amely szerint a gravitációs maximumok, vagy legalábbis a maradék anomáliák (második deriváltak) minden esetben gyűrődve megemelt (alapkőzet vonulat szegélyén levő) pannon boltozatokat jelentenek.

A hahóti mező volt az első megismert kőolajtelep, ahol a kőolaj nem pannóniai rétegben tárolódott, jöllehet gravitációs maximum van, hanem likacsos tortonai lithothamniumos mészkőben, amely emelt triáskorú sasbércen fekszik.

Azóta — különösen Nagylengyelben — nyilvánvaló lett, hogy a lithothamniumos mészkőben nemcsak magaslaton, hanem szárnyakon, sőt szinklinálisban — terraszszerű, vagy zsákszerű csapdákban — is lehet kőolaj.

Igaz, hogy itt a gravitációs indikáció sem szabályos maximum volt, hanem egy ún. «orr».

Gravitációs maximumot okozhat egy felszínközeli kavicslencse is. Residual anomáliát kevésbé.

A lithothamniumos mészkő, bár likacsos, mégis elég rugalmas és rugalmasság szempontjából élesebben elkülönül a fedő üledékektől, mint fekvőjétől, a triász mészkőtől. Térfogatsúlya a likacsosság következtében nem nagy, a kőzetanyag sűrűsége azonban meglehetősen nagy.

A geofizikai földtan szempontjából — sűrűségi, rugalmassági és hullámellenállási alapon — ez a kőzet átveszi az alapkőzet szerepét, jöllehet alatta van az üledékhézag és nem felette.

Terjedési sebessége 4000 m/s fölött van, a triázmészkőé és a dolomité 5000 m/s körül, a fedő szarmata és pannóniai üledékeké pedig 3000 m/s alatt. (Itt jegyezzük meg, hogy délnyugati kőolajterületünk egyes

részein, Kilimánnál, Pusztadericsnél, Csömödér-Pákánál, az alaphegység fölött egy vékony, andezitfaciesű eruptívum van, mely szintén nagy sűrűségű és igen rugalmas. Ha megfelelő vastagságú, szeizmikus méréseinknél ez is az alaphegységhez hasonlóan jelentkezik.)

Szinte önként adódik, hogy ha a szarmata és pannoniai medence-üledékösszletben egységes vezérszint nem található, a nagy hullámmellenálláskülönbség folytán az alaphegység szintjét kell vezérszintnek választani.

Ahol a kutatott ásványi nyersanyag közvetlenül az alapkőzet felszínéhez kapcsolódik, a választás nem is lehet vitás. Ilyen ásványi nyersanyagok a bauxit, az eocénkorú barnakőszéntelepek, a rudabányai ankerit (7).

Ha az alapkőzet kis mélységben van, mint pl. a bauxit esetében, legcélszerűbb szeizmikus refrakciós módszerrel dolgozni, mert ezzel a módszerrel az alapkőzet felszínének tagoltságát jól ki lehet mutatni és ilyen kis mélységben — különösen vetőkkel tagolt területen — reflexiós mérés rendszerint nem alkalmazható.

Ha az alapkőzet mélyebben van, domborzatából csak közvetve tudunk következtetni a kutatás elsődleges céljára, a felette levő fiatalabb szerkezetre. A mélyebb alapkőzet felszínét célszerűbb reflexiós módszerrel meghatározni. E módszer ugyanis jóval olcsóbb a refrakciósnál.

Sajátságos körülmény, hogy az eddigi tapasztalatok szerint hazánkban a mélyen levő alapkőzet felszínének kimutatására is a refrakciós módszer látszik alkalmasabbnak. Igazolja ezt az állítást néhány olyan sikerrel végzett refrakciós mérés, amelynek területén reflexiós mérések sikertelenek maradtak.

Annak, hogy a szokásos robbantási eljárással dolgozó reflexiós módszernek miért nem sikerült az alapkőzet felszínét jól meghatározni, a következő oka lehet: a szeizmikus hullám geometriai szóródás, és különösen a lazább kőzetekben fellépő elnyelődés miatt a felszínen kis energiával jelentkezik.

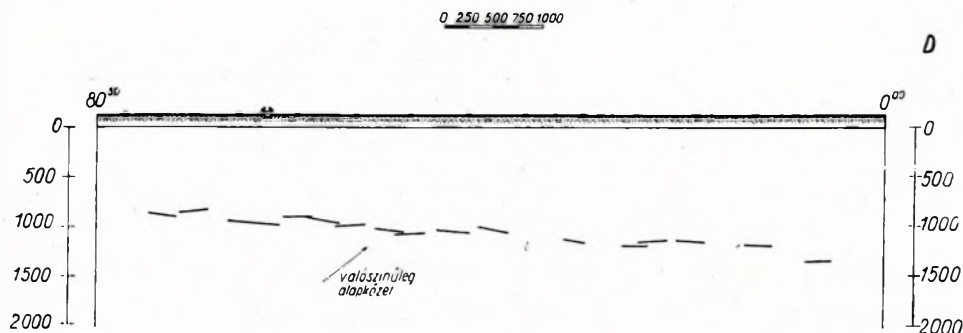
Az alaphegység reflexiós «némaságát» okozó körülmények azonban részben magával az alaphegységgel kapcsolatosak. Az alaphegység felszíne egyenetlen, töredezett. A szeizmikus hullám ezen az «érdes» felületen diffúz visszaverődést szenved, mint a fény a maratott üveglapon.

Különösen olyan robbantási eljárásnál szembeszökő ez, ahol az energiamaximum azokon a nagyobb frekvenciákon van, amelyek már a fiatalabb rétegeken való áthaladás közben elnyelődnek. Ilyenkor a hasznos hullám kis energiával éri el az alaphegység felszínét és ez a kis impulzus még tovább gyengül a diffúz visszaverődés miatt.

A robbantási eljárások közül, elnyelő és egyenetlen felszínű rétegek felett, csak az látszik alkalmasnak, amely az energiamaximumot a hasznos kisebb frekvenciák sávjára (30—80 Hz) koncentrálja.

A légrobbantás által keltett nagyobb hullámhosszú rengés azonban csak meghatározott vastagságú szintekről verődik vissza, és ennek alkalmazásával a vékonyabb rétegek meghatározásáról le kell mondani. A légrobbantásnál mért reflexiós szelvények egy-két jellegzetes visszaverő szintet tükröznek. Ez hazánkban rendszerint az alaphegység, vagy ritkábban az alsó-felsőpannon határa (l. 1. ábra).

LÉGROBBANTÁSOS REFLEXIÓS SZELVÉNY



1. ábra.

Összefoglalva: az alapkőzet felszínének egyenetlensége földmágneses és geoelektromos kutatásoknál közömbös, gravitációs kutatásnál (ha a fedő homogén) az apró egyenetlenségek közömbösek, a nagyok kedvezőek, szeizmikus refrakciós kutatásnál közömbös, vagy (kis mélységű szerkezetnél) kedvezőtlen, szeizmikus reflexiós kutatásnál kedvezőtlen.

A szeizmikus probléma megoldásának útja: a légrobbantás alkalmazása.

4. A köztüfizikai állandó változása vízszintes irányban

A földmágneses, geoelektromos, rádióaktív méréseknél függőleges képződményhatárok esetén a horizontális anizotrópia a méréshez szükséges követelmény. Részben ugyanilyen a helyzet a gravitációs méréseknél, ahol függőleges képződményhatár kimutatására éppen a vízszintes sűrűségváltozás alapján alkalmazható a módszer. Itt azonban már értelmezési bizonytalanságot is okoz. Ha pl. egy jellegzetes, meglehetősen homogén és izotróp alapkőzet domborzatát akarjuk gravitációs mérésekkel, a gravitációs anomáliák segítségével meghatározni, akkor a fedő réteg vízszintes sűrűségváltozása zavaró körülménnyé válik, mint Magyarország gravitációs térképe is mutatja.

A horizontális anizotrópia a szeizmikus méréseknél már nemcsak zavaró, hanem gyakran lehetetlenítő körülmény. Gondoljuk meg azt, hogy a terjedési sebesség megváltozását kell szerkezeti, földtani kifejezésekben értelmezni. Ha a terjedési sebesség földtanilag homogén összletben horizontálisan megváltozik, ezt tévesen szerkezeti indikációnak tekinthetjük.

A kőolajkutatás területein — hazai viszonylatban — e jelenséggel alig találkozhatunk. Érthető, mert ezeken a területeken az alapkőzet olyan mélyen van, hogy az amúgyis meglehetősen homogén kőzetet a hatalmas nyomás uniformizálta. Főleg a gravitációs mérések szempontjából jogos ez az állítás, de szeizmikus szempontból is megáll. Ezt szemlélteti az a körülmény, hogy a felsőtriász dolomit a medence fenekén lényegileg

mindenütt 6000 m/s terjedési sebességet mutatott, míg ugyanezen kőzet terjedési sebessége kis mélységben (Öskü, Nyirád stb.) 3700 és 5200 m/s között változott.

A horizontális anizotrópia a fedő medenceüledékekben oly sűrűn és kis mértékben található (lencsés település), hogy ilyen rétegek a szeizmikus hullámhosszúság szempontjából gyakorlatilag szinte izotrópnak tekinthetők.

Hogy azonban horizontálisan lassan mégis változik a terjedési sebesség, ezt a Stegena Lajos által szerkesztett sebességmenet diagrammok mutatják. A Dunántúlon pl. délről észak felé haladva a fedő összlet átlagos terjedési sebessége lassan növekszik.

Vannak élesebb helyi különbségek is, mint pl. Balatonhídvégnél (Ádám Oszkár), ahol a fedőösszlet nagyobb helyi sűrűsége a reflexiós mérések alkalmával nagyobb terjedési sebességgel jelentkezett. A szeizmikus értelmezés valószínűvé tette azt, hogy a gravitációs anomáliát (maximumot) ez a horizontális sűrűségnövekedés okozta.

Az elmondottak ellenére ismét hangsúlyozzuk, hogy a kőolajkutatás területein jó közelítésnek tekinthetjük, ha horizontálisan izotrópiát tételezünk fel.

Nem így van ez azonban a hegyvidéki méréseknél, mint pl. a kőszén, bauxit és az ércek kutatásának területein. Ezek az ásványi nyersanyagtelepek, képződésük és településük jellegénél fogva, változatosabb földtani körülmények között találhatók, mint a kőolaj. Az ilyen területeken mind a tektonikai mozgások, mind az ezzel kapcsolatos üledékképződési viszonyok változatosabbak, mozgalmasabbak voltak.

A felszínközeli kissebességű zóna terjedési sebességének (V_0) vízszintes megváltozását nem elemezzük, mert ez megszokott és könnyen magyarázható jelenség (különböző mállottsági fok, fekvő réteg kőzettani különbsége). Emellett, ha ilyen képződmény vastagságát akarjuk meghatározni, a robbantópontokat rendszerint oly sűrűn telepítjük, hogy a sebesség megváltozásának határa könnyen lokalizálható.

A terjedési sebesség vízszintes megváltozása a kőzet rugalmasságának, tehát kőzettani tényezőknek horizontális megváltozására utal.

Vízszintesen (pl. egy mérési vonal mentén) a rugalmasság megváltozásának kétféle oka lehet:

1. tektonikai,
2. üledékképződési.

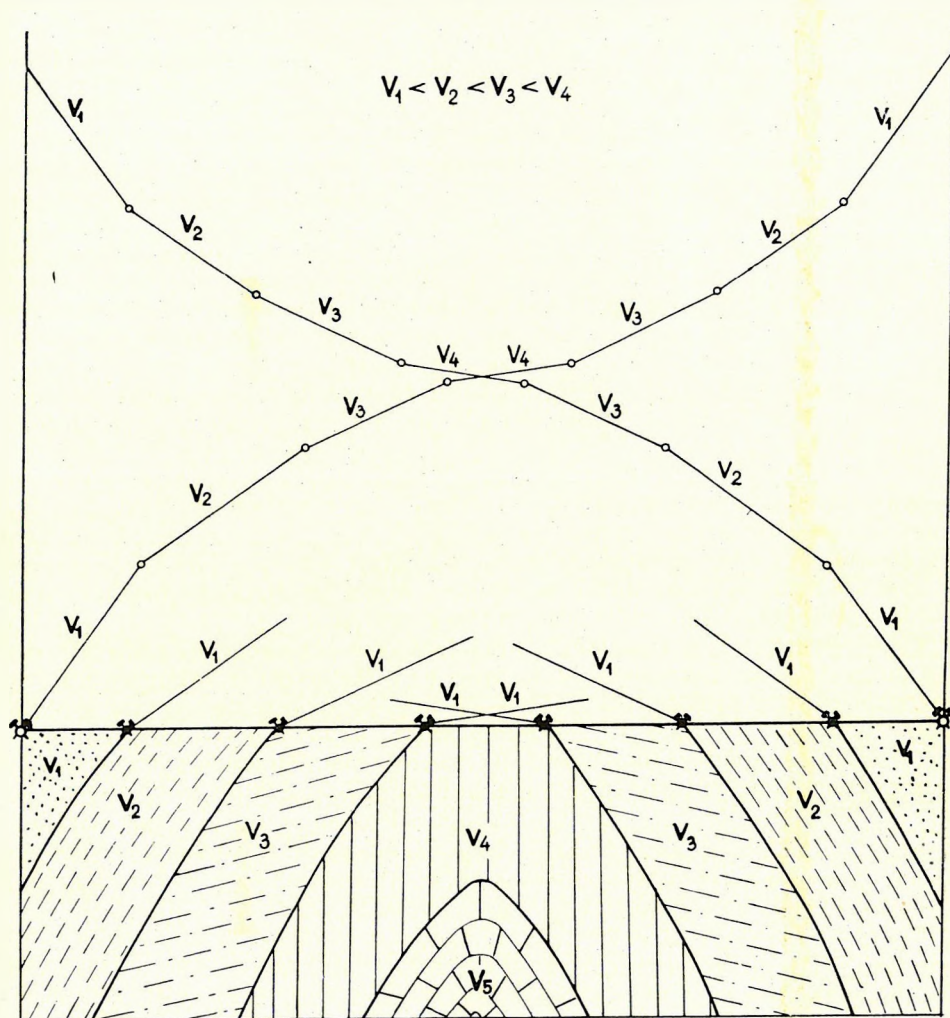
1. A tektonikai ok a tektonizmus jellege szerint szintén kétféle:

- a) gyűrődéssel kapcsolatos,
- b) vetődéssel (töréssel) kapcsolatos.

a) A meggyűrűt redő nyerge lepusztulhat és szárnyaiban a képződmények ellentett dőléssel ismétlődhetnek. A különböző képződmények más-más faciest, más-más rugalmasságot is jelentenek (l. 2. ábra).

A gyakorlatban az ábrán szemléltetett körülmény előfordulása valószínűtlen, elvi szempontból elemeztük ezt a lehetőséget.

Hasonló a helyzet a monoklinálisok rétegejkibúvásain is, mindössze az ábrán látható szimmetria nem áll fenn (pl. rhäti homokkő, greschteni homokkő, fedőmarga rétegejek Pécsbányatelepnél).

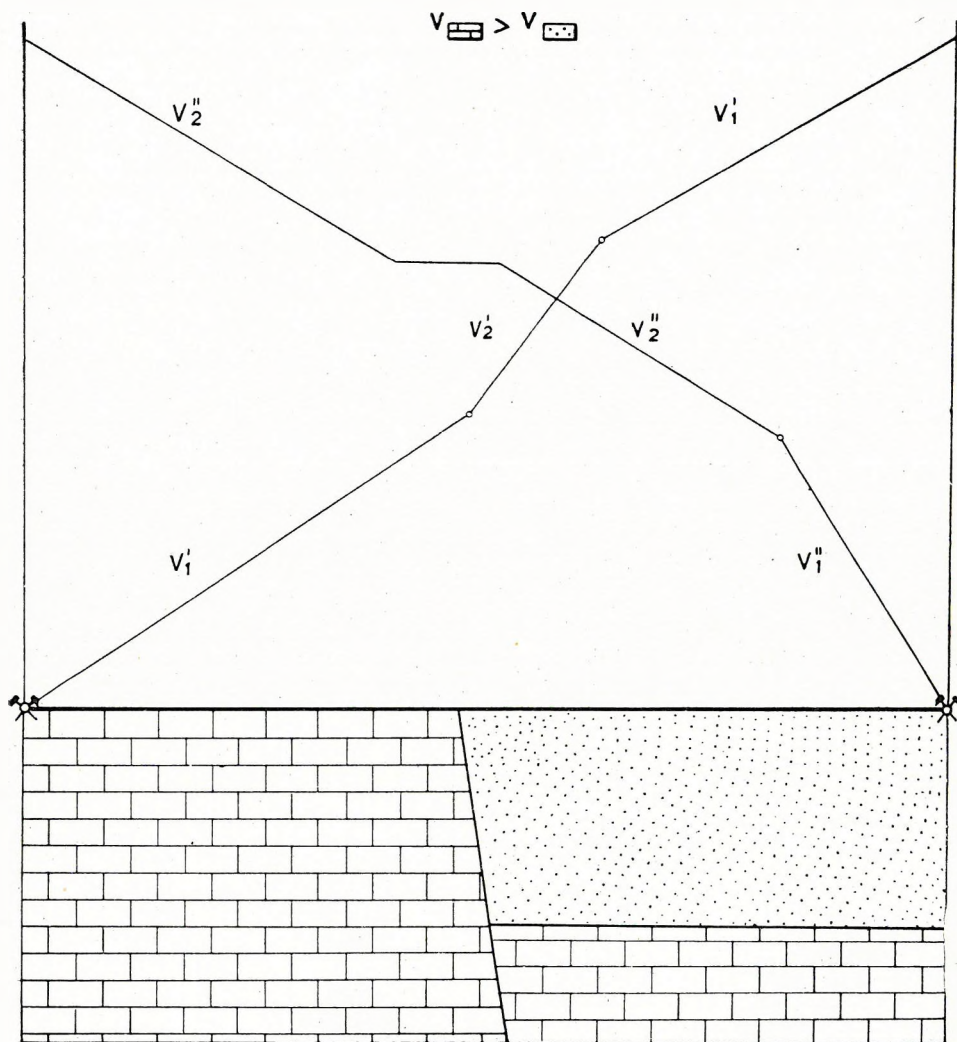


2. ábra.

b) Vető mentén a kutatott réteg mellé emelkedhetett vagy süllyedhetett más, tőle eltérő terjedési sebességű réteg (3. ábra). A vetők egyéb vonatkozásban is gyakran zavarják a szeizmikus méréseket (lazultság).

Ide tartozik a palásság is. A megfigyelések szerint rétegzett és palás kőzetben a terjedési sebességnek a rétegzettség, illetve palásság síkjában mért értéke, az erre merőleges irányban mért értéket 50%-kal is meg-

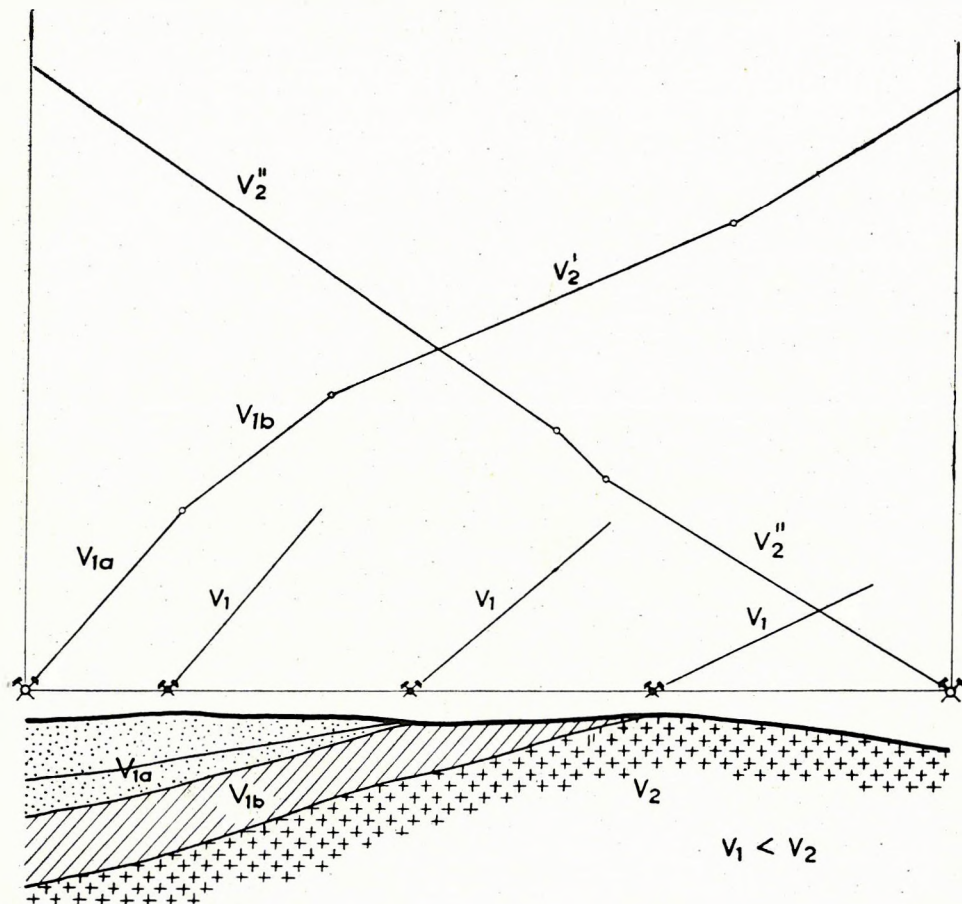
haladhatja. Palásságon a magyar nevezéktan mindig az ún. másodlagos palásságot érti (az elsődleges palásság a vékony rétegezettség), amely nyomás hatására jön létre a nyomás irányára merőleges síkokban.



3. ábra.

Nagy méretekben ennek a jelenségnek látszólag fordítottja figyelhető meg. A vetődéses tektonika területén a nyomott zónákban a nyomás irányában (dőlés mentén) mért terjedési sebesség rendszerint nagyobb, mint erre merőleges irányban (csapás mentén). Húzott zónákat kisebb sebesség jellemez.

2. Az üledékképződés következtében létrejött horizontális terjedési sebességváltozásnak magyarázata a következő. A tenger (üledékgyűjtő) parttól való távolsága szerint osztályozza üledékeit, mind szemcsenagyság, mind ásványos összetétel (pl. mésztartalom) szerint.



4. ábra.

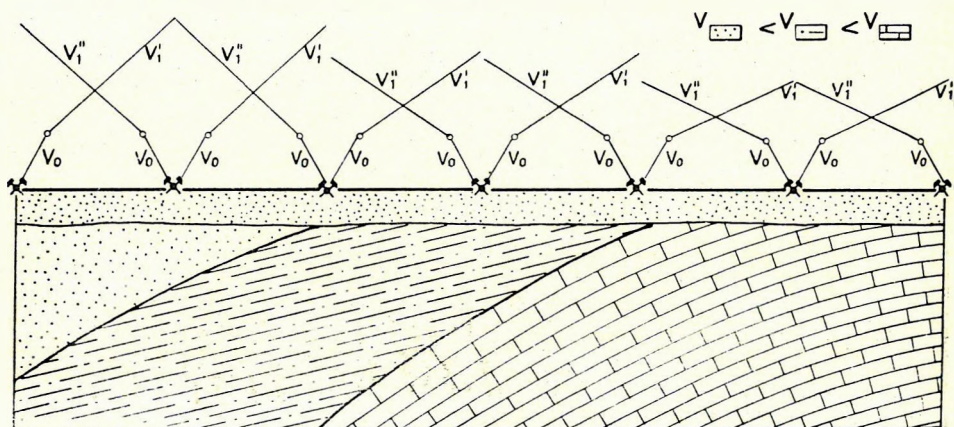
A tenger mozgása, partjának vándorlása azt eredményezi, hogy különböző faciesű üledékes kőzetek egymás fölött és egymás mellett helyezkednek el. Így jönnek létre pl. a kőolaj kőzettani csapdái is.

Minden képződmény előbb-utóbb átadja helyét egy fizikai paraméterekben (földtani faciesben) tőle eltérő üledékes, vagy nem üledékes kőzetnek. A terjedési sebesség horizontális megváltozásának egyik oka lehet az üledékfaciesek tengerparti elhelyezkedése. Ilyenkor az egyik réteg kiékelődve következik a másikkra (4. ábra).

Ha (a tárgy megvilágítása kedvéért) idealizálva feltételezzük, hogy ilyen helyeken a kissebességű zónának mind vastagsága, mind terjedési sebessége állandó, akkor a kisrefrakciós (korrekciós) terjedési időgörbék az 5. ábrán bemutatott alakot veszik fel. A gyakorlatban ez nem következik be, mert a kissebességű zóna fizikai paramétereit az alul levő kőzetek — amelyekből mállás révén keletkeztek — erősen befolyásolják.

Az üledékképződési faciesváltozásnak, azaz sebességváltozásnak másik jellegzetes módja az, mikor nagy kiterjedésű, homogén képződménybe az erózió bevág, s az erodált mélyedést későbbi üledékképződés más faciesű képződménnyel tölti ki (6. ábra).

A hirtelen vagy fokozatos vízszintes sebességváltozásnak az értelmezésre gyakorolt zavaró hatását úgy rekeszthetjük ki, illetve úgy szorít-



5. ábra.

hatjuk legkisebbre, ha a szeizmikus refrakciós szelvényben úgy telepítünk robbantópontokat, hogy a kívánt, vagy valamennyi mélybeli határfelület (ellentett sebességágakkal) végig követhető legyen.

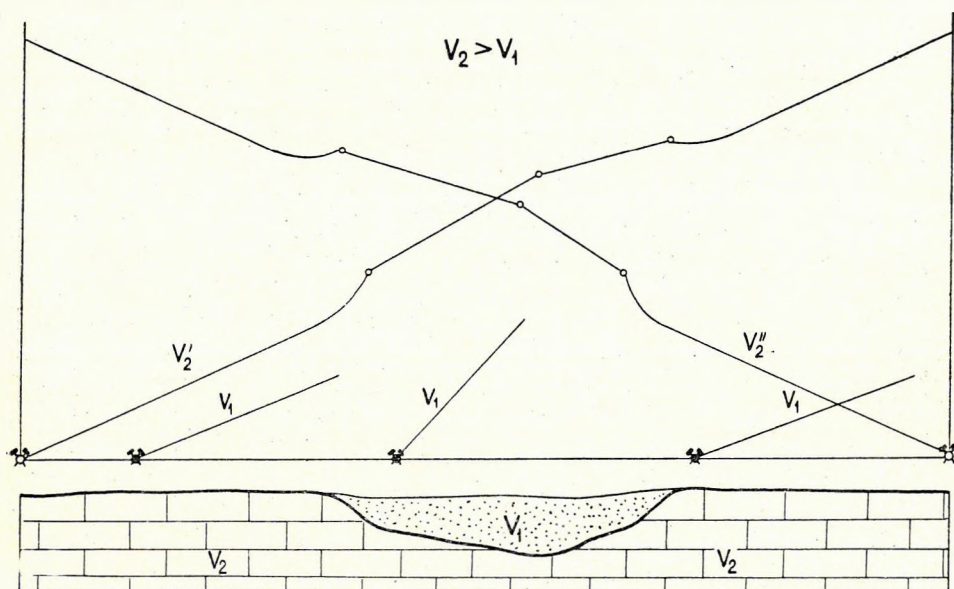
A közelmúlt gyakorlatában néha folytonos refrakciós szelvényezésnek nevezték a fenti alapelv mechanikus alkalmazását. Ez az alkalmazás abból állott, hogy a refrakciós szelvényben minden szeizmikus és földtani megfontolás nélkül, mértani szabályszerűséggel előre elosztottak számos robbantópontot és mindegyiktől a szelvény végéig mértek.

A méréseknek ez a módszere költséges, értelmetlen, éppen ezért általában mellőzhető. A szelvényvégi robbantópontok közé újabb robbantópontok telepítését esetről esetre, a kiértékelés és a terület földtani viszonyainak figyelembevételével kell eldönteni. Olyan területen pl., ahol a mélyben egy-két uralkodó képződmény van, és a szerkezeti változatosság sem túlságosan nagy, rendszerint megfelelő az egyszerű «lövés-ellenlövés» eljárás.

A gyakorlatban egy-két jól telepített korrekciós szelvénydarab kel-
lően informál a V_1 értékek horizontális változásáról.

Összefoglalva: a horizontális inhomogenitás, illetve anizotrópia földmágneses és geoelektromos kutatásra kedvező, felszínközeli gravitációs kutatásra kedvező, gravitációs mélyszerkezet kutatásra (a fedő inhomogenitása esetén) és szeizmikus kutatásra kedvezőtlen.

A megoldás módja gravitációs méréseknél: kö ültékintő értelmezés (mélybeli és felszíni földtani adatok segítségével), a magasabb deriváltak alkalmazása. Szeizmikus méréseknél: a mérési terület feltárásainak és föld-



6. ábra.

tani térképének gondos tanulmányozása és a robbantópontok fentebb említett ésszerű elhelyezési módja.

5. Az árnyékolás

Refrakció csak akkor jöhet létre, ha az egyes képződményekben a terjedési sebesség lefelé növekszik. Szerencsére ez az általános eset.

Gyakran előfordul azonban, hogy a kutatott rétegsorban a felszínhez közel van egy igen nagy terjedési sebességű vastag képződmény. Ez reflexiós méréseknél, nagy hullámellenálláskülönbsége miatt, a behatolt energia túlnyomó részét visszaveri, s e réteg alá már csak kevés energia jut. Ilyen esetekben az energia növelésével lehet valami eredményt elérni.

Az ilyen réteg az alatta levő többi réteget «árnyékolja». Ez a körülmény a refrakciós kutatást néha teljesen lehetetlenné teszi. Példaképpen megemlítjük az úrkuti refrakciós méréseket, ahol a felszín közelében levő, nagy terjedési sebességű eocén- vagy krétamészko az alul levő rétegeket árnyékolta és megakadályozta, hogy azokról információt nyerjünk.

Ha az ilyen árnyékoló réteg vastagsága a hullámhossz nagyságrendjébe esik, és egy vastagabb, homogén üledékösszlet között települ, akkor az alatta levő rétegeket általában nem árnyékolja.

Ha a vékony árnyékoló réteg a felszínhez közel van, akkor az alatta levő rétegről első beérkezéseket nem kaphatunk.

Itt említjük meg azt a jelenséget, hogy ha egy nagy terjedési sebességű alapkőzet felett vékony, olyan kőzet fekszik, melynek terjedési sebessége a felette levőtől kevéssé tér el, akkor ennek a rétegnek a felszínéről (ha ez a réteg elég vékony) első beérkezést sohasem kapunk, csak másodikat. (Hazánkban ilyen a lithothamniumos mészkő.) Ezt a jelenséget átlövésnek nevezzük. Aszimmetrikusan jelentkezik olyankor, amikor kiékelődő településnél csak az ék élének közelében vékonyodik el annyira a réteg, hogy az átlövés létrejöhessen. Ilyenkor értelmezési zavart okozhat.

Mivel ezekben az esetekben későbbi beérkezések analizéséről van szó, mérési módszerként legcélszerűbb a korrelációs módszert alkalmazni (9).

Összefoglalva: Az árnyékolás a földmágneses kutatásra hátrányos, ha nagy szuszceptibilitású tömeg alatt kisebb szuszceptibilitásút kell kimutatni. Ugyanez a helyzet gravitációs méréseknél, ha nagy sűrűségű tömeg alatt kisebb sűrűségű tömeget kell meghatározni. Ilyen probléma azonban ritkán van. A gyakorlatban mélybeli tömeget, vagy felszínközeli tömeg határait, vastagságváltozásait kell nyomozni.

A geoelektromos kutatásnál a probléma ilyen formában nem merül fel.

Az árnyékolásnak ebben a fejezetben tárgyalt jelensége szeizmikus méréseknél ismeretes. A reflexiós kutatásnál csaknem közömbös, refrakciós kutatás azonban gyakran kizáró körülmény.

A megoldás útja ma még ismeretlen.

Az átlőtt réteg felszínéről származó fejhullámokat — későbbi beérkezésben — a fáziskorrelációs refrakciós módszerrel észlelhetjük.

6. Tektonikai zavartság

A nagyméretű tektonikai alakulatok, különösen ha közelállnak idealizált modelljükhöz, kedvezőek a geofizikai kutatás szempontjából. Ha azonban egy területet nagy és egymást követő korokban változó irányú tektonikai erőhatás ért, akkor ott némelyik geofizikai módszer nehézséggel küzd.

A gravitációs és földmágneses méréseknél mérési nehézség nem lehet, mert gravitációs és mágneses térerőssége mindenütt van a Földnek. Fajlagos elektromos vezetőképessége is van minden kőzetnek, akármilyen tektonikai erőhatás érte is. Ezeknél a mérési eljárásoknál úgyszólván csak értelmezési nehézséget vet fel a túlságosan zavart tektonika. E nehézségek azonban lehetnek olyan döntőek, hogy a mérés céltalanná válik.

Más a helyzet a szeizmikus méréseknél, ahol nem a Föld valamely természetes erőterének változását figyeljük meg, hanem egy mestersége-

sen létrehozott hatást. Ilyen mérésnél előfordulhat az is, hogy nem tudjuk lefolytatni, mert nem tudunk észlelhető hatást kelteni.

Ilyen körülményt láttunk «A felszínközeli laza képződmények» c. fejezetben. Hasonló körülményeket teremt a szeizmikus mérések számára a túlságosan zavart tektonika is. Az erősen zavart tektonika a kőzetek nagymértvű roncsolódásával, fellazulásával jár. Ez a körülmény a szeizmikus energiára éppoly kedvezőtlen, mint bármely más eredetű lazaság.

A gyűrődéses tektonika a szeizmikus mérésekre általában nem kedvezőtlen, feltéve, hogy nem kaotikus gyüredezettséggel vagy pikkelyezettséggel van dolgunk. Kedvező esetben azonban még átbuktatott redőt is ki lehet reflexiós szeizmikus mérésekkel mutatni (Boriszláv). A kőstömzs vonszolt szárnyai reflexiós mérésekkel általában jól nyomozhatók. Enyhe lejtésű antiklinálisok — egyébként megfelelő kőzetviszonyok mellett — ideális alkalmazási területet nyújtanak a reflexiós méréseknek.

Törésekkel, vetőkkel szemben a reflexiós mérések érzékenyek. Tektonikai lazultság esetében energetikai oka is van annak, hogy vetők zónájában reflexiók általában nem nyerhetők. A reflexiók kimaradásának ilyen helyeken azonban geometriai oka is lehet, ha a vető — mint visszaverő felület — árnyékol. Reflexiós szelvényekben a vetőzónák jelenlétére éppen a reflexiók kimaradásából szoktak következtetni.

A refrakciós mérések számára a vetőkkel felszabdalt rögök tektonikája kedvező alkalmazási területet nyújt. A túlságos fellazultság természetesen itt sem kedvező, részben energetikailag, részben pedig azért, mert a sok apró vető éléről olyan szórt hullámokat kapunk, amelyek sűrűn ismétlődve a kiértékelést rendkívül nehézzé teszik.

Összefoglalva: a leggyakrabban előforduló kutatási feladat tektonikai alakzat kimutatása.

Az «enyhe» tektonikai formáknál ez lehetséges is, ellenben az erősen zavart tektonika, a meredek dőlés, a kaotikus gyüredezettség, a pikkelyezettség, a kőzetek vetők általi összeszabdaltsága stb. valamennyi geofizikai módszer számára hátrányos.

A megoldás útja ma még ismeretlen.

7. Többszörös visszaverődés (reverberáció)

Előfordul egyes területeken, hogy a szeizmikus hullámok többszörösen visszaverődnek a kissebességű zóna talpa és valamely visszaverő szint, vagy pedig két visszaverő szint között, és ilyen többszörös visszaverődés után is felszínre juthatnak.

Ez a jelenség rendszerint olyan területeken lép fel, ahol a rétegek települése nyugodt és a felszín alatt kisebb-nagyobb mélységben jó visszaverő felület van. A többszörös visszaverődés nagyon megnehezítheti a reflexiós méréseket, mert a felületelemek mélységi és dőlési adatai hamisak lesznek.

Különösen gátolják a reverberációk az alaphegység felszínének kutatását (Fertőszentmiklós—Mihályi), mert a nagyobb beérkezési időkkal jelentkező (de nem egyszer éppen az alaphegység és a felszín között fel-

lépő) reverberáció alapján szerkesztett felületelemek sokszor mélyebbre kerülnek a szelvényrajzon, mint a valóságos határfelület, s utóbbi nehezen, vagy egyáltalán nem különíthető el. Dőlt határok esetén a reverberációkból szerkesztett felületeknek eltérő dőlésszögei is zavarólag hatnak.

Kedvezőtlen körülmények között fokozhatja a reverberációk zavaró hatását, ha ezek egymással, vagy az egyszerű visszaverődésekkel interferálnak. Ilyenkor a szeizmogrammok gyakorlatilag kiértékelhetetlenek.

A többszörös reflexiókat a valódi reflexióktól általában az átlagsebességek elemzésével különítjük el. Interferencia esetén ez az eljárás nem megfelelő.

A többszörös visszaverődést mutató területeken a szeizmikus reflexiós kutatás megnehezül, bizonytalanná vagy értelmetlenné válik. A megoldáshoz közelebb visz a kombinált (fáziskorrelációs) refrakciós-reflexiós eljárás. Ezzel az eljárással meg tudjuk különböztetni egymástól az egyszeri reflexiókat és a reverberációkat. A reverberációkhoz ugyanis refrakciós beérkezések nem tartoznak (10).

Összefoglalva: a többszörös visszaverődés jelensége csakis a reflexiós kutatásnál léphet fel mint zavaró tényező.

A megoldás útja: a kombinált reflexiós-fáziskorrelációs refrakciós mérési eljárás és a légrobbantás alkalmazása.

*

A geofizikai méréseknek az előzőekben felsorolt korlátai hallatára felmerülhet az a gondolat, hogy alig van terület, ahol geofizikai kutatást hasznosan lehetne alkalmazni.

Valóban nagyon ritka a kedvező földtani körülmények között folyó kutatás. A geofizikai kutatást éppen a bonyolult szerkezeti, települési viszonyok felderítésére szokták segítségül hívni. Nagyon indokoltnak látszik tehát a geofizikai módszerek alkalmazásának korlátait megismerni.

Hibás az a felfogás, amely a geofizikai kutatástól a föld mélyének «színes, televíziós» képét várja és ilyenek hiánya esetén a geofizikával szemben szkeptikus álláspontot foglal el. A geofizika feladata — fejlettségének mai fokán — főleg quantitativ adatok, nagyvonalú szerkezeti képek nyújtása.

Az ásványi nyersanyagok kutatásának jövőendő eszköze a földtan ismerettárával felszerelt geofizikai kutatás lesz.

A tanulmány az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Szeizmikus Laboratóriumában készült.

Munkatárs: Lendvay Károly.

I R O D A L O M

1. S. S. WEST: The Effect of Density on Seismic Reflections. *Geophysics*. 1941. Vol. VI. p. 45.
2. W. C. KRUMBEIN: Some Relations among Sedimentation, Stratigraphy and Seismic Exploration. *Bull. Am. Assoc. Petr. Geol.* Vol. 35. No 7. 1951 p. 1505.
3. CH. W. OLIPHANT: Comparison of Field and Laboratory Measurements of Seismic Velocities in Sedimentary Rock. *Bull. Geol. Soc. Amer.* Vol. 61. 1950. p. 759.
4. GÁLFI JÁNOS: A levegőben robbantás módszerének alkalmazása a hazai gyakorlatban. *Geofizikai Közlemények*. I. k. 1952.
5. SZÉNÁS—ÁDÁM: Szeizmogeológiai viszonyok DNy-Magyarországon. *Geofizikai Közl.* II. k. 1953.
6. C. A. HEILAND: *Geophysical Exploration*. New-York. 1951. Prentice Hall.
7. SZÉNÁS—GEREBEN: Szeizmikus refrakciós mérések alkalmazása a bauxit-kutatásban. *Geofizikai Közlemények*. III. k. 1955.
8. SZÉNÁS GYÖRGY: *Geofizikai Telepismeret*, Kézirat. 1954.
9. G. A. GAMBURCEV: Korrelacionnij metod prelomlonnich voln. (A refraktált hullámok korrelációs módszere.) Moszkva 1952.
10. LENDVAI KÁROLY: Szeizmikus kutatás fáziskorrelációs refrakciós módszerrel. Előadás. Magyar Geofizikusok Egyesülete 1955. V. 20.

Eötvös Loránd kutatómunkájának decenniumai: 1886—1896—1906—1916

Erdekes módon, Eötvös három alapvetően fontos értekezésének megjelenési, ill. megírási évszáma: 1886, 1896, 1906.

Az első: «A felületi feszültség összefüggése a molekuláris térfogattal», Math. és Term. tud. Ért., 4, 1886, 34—41. («Über den Zusammenhang der Oberflächenspannung mit dem Molekularvolumen», Ann. d. Phys. u. Chem., N. F., 27, 1886, 448—459.)

A második: «Vizsgálatok a gravitáció és földmágnesség köréből», Math. és Term. tud. Ért., 14, 1896. 221—226. («Untersuchungen über Gravitation und Erdmagnetismus», Ann. d. Phys. u. Chem., N. F., 59, 1896, 354—400.)

A harmadik: «Bestimmung der Gradienten der Schwerkraft und ihrer Niveauflächen mit Hilfe der Drehwage», Verhandl. d. XV. allg. Konferenz der internat. Erdmessung in Budapest, 1906. Bd. I., 337—395.

Eötvös munkásságában fontos évfordulónak tekinthetjük az 1916. évi Egbell környéki Eötvös-ingamérést is, amely az első geofizikai kutatás volt egy olajmező területén. E munkát Böck Hugó ismertette először: «Nachweis von Brachyantiklinalen und Domen auf Grund der Angaben von Schweremessungen mit der Drehwage», Bányászati és Kohászati Lapok, 1917.

Az Európai Szeizmológiai Bizottság ülései Wienben

Ez év április 4—7 között a Nemzetközi Geodéziai és Geofizikai Unió szeizmológiai bizottsága — melyben 19 ország volt képviselve —, a következő témákról tárgyalt: nagy robbantások szervezése főként az Alpok vidékén, európai földrengés katalógus és Európa szeizmotektonikai térképének készítése, közeli földrengések jelzésére alkalmas szeizmográfok szerkesztése és vizsgálata, mikro-rengések.

A nagy robbantások célja a Mohorovičić-féle diszkontinuitás mélységének kimutatása az Alpok vidékén. Ilyen vizsgálatokat először Franciaország területén Briançon környékén készülnek végezni az 1956. év második felében. A robbantásokat Németország, Olaszország és esetleg Csehszlovákia területén is regisztrálni fogják. Helyes lenne, ha hazánk is bekapcsolódna ezekbe.

A bizottság a közelgő Nemzetközi Geofizikai Év folyamán nagyarányú mikro-szeizmikus észleléseket tervez.

25 esztendőes geofizikai egyesület

A nyersanyagok, elsősorban szénhidrogének kutatásával foglalkozó geofizikusok először az Egyesült Államokban tömörültek egyesületbe. Az egyesület neve: «Society of Exploration Geophysicists». Az egyesületnek 1930—1934 között 197 tagja volt, 1940-ben már 1000-nél több, 1947-ben 2000-en, 1955-ben pedig 6000-en felül. Az Egyesületnek az USA-ban és Canadában 24 helyi egyesülete van. Az egyesület folyóirata a Geophysics, amely azonban csak 1936-ban indult meg.

Az alapító tagok között olvashatók: Donald C. Barton, J. Brian Eby, E. Helmer Hedström, Hlauschek, F. Kaselitz, George Steiner, E. E. Rosaire, J. P. Schumacher,

akik részben irodalmi működésük, részben magyarországi kapcsolataik miatt ismerősebbek nekünk. Steiner hazánkfiá volt, ő képviselte a huszas évek végétől a harmincas években bekövetkezett haláláig a Süss-gyárat az Egyesült Államokban. Saját geofizikai mérővállalata volt. Korai halálát repülőszerencsétlenség okozta, mikor egy erdei tisztáson tartózkodó mérőcsoportjának látogatását befejezve géppel a felszálláskor beleütközött a fák ágaiba és halálra égett.

Barton és Schumacher a huszas évek elején az elsők között tanulmányozták Budapesten az Eötvös-ingát, megvásárolták és így indult meg geofizikai kutatói karrierjük. Schumacher volt egyik gazdája a koustoni Torsion Balance Exploration (Torbalex) mérőcégnek, amelynek kötelékében éveken át működött Fekete Jenő és Vajk Raul.

Kaselitz az Eurogasco, majd a kisebb magánvállalatot átvevő Standard Oil Company, New Jersey európai főgeofizikusa volt s több ízben tartózkodott hazánkban.

Az Egyesületnek 1955 októberben a Colorado állambeli Denverben tartott 25. évi gyűlésén az életben levő alapító tagjai ezüst oklevelet kaptak.

Ugyanakkor választották meg az egyesület 8., 9. és 10. tiszteleti tagjának Cecil H. Greent, James B. Macelwane-t és Paul Weaver-t. Mindhárman 30 évnél hosszabb kutatói múltat tekintettek vissza és különösen Macelwane neve jól ismert, minthogy kb. 100 értekezés és 6 könyv szerzője, ill. társszerzője. Ez év elején hunyt el, csaknem egyidőben Ludger Mintrop-pal, aki Macelwanenel együtt a gyakorlati földrengéskutatás úttörője volt. Egy harmadik jeles szeizmológus Krumbach, akinek saját szerkesztésű műszerei jól ismertek, a múlt év végén halt meg.

Weaver életrajzában olvasható, hogy ő is tanulmányozta a huszas évek elején Budapesten az Eötvös-ingát s ezután tett javaslatot az automatikusan működő inga szerkesztésére. E javaslat eredményeképpen készültek el az első Bamberg-ingák és kerültek a terepmunkába Mexico területén.

Doktori értekezés megvédése

Barta György, a Geofizikai Intézet tihanyi obszervatóriumának vezetője, június 14-én védte meg a Tudományos Minősítő Bizottság előtt doktori értekezését, melynek címe: «A földmágneses tér évszázados változásának periódusairól.»

Barta a földmágneses tér évszázados változásában egy 40–50 éves periódust mutatott ki. Eredményeit a MT Akadémia 1951. évi ünnepi előadássorozatában ismertette és 1952-ben nyomtatásban is közölte. Ily módon megelőzte a kérdéssel foglalkozó külföldi szakembereket. E 40–50 éves periódus kapcsolatban van D. Brouwer 1952-ben és E. H. Vestine 1953-ban közölt eredményeivel.

A földmágnességnek ez az évszázados változása keletről nyugat felé halad és feltételezhető, hogy ez a jelenség a Föld magjának elmozdulására vezethető vissza.

Az értekezés opponensei Egved László, Kántás Károly és Renner János voltak.

A Magyar Geofizikusok Egyesülete 1956 első felében 1 választmányi, 2 elnökségi és 4 előadóülést rendezett. A választmányi és elnökségi ülések tárgya a műszaki fejlesztés kérdése, az alapszabályok módosítása és az Egyesület folyó ügyeinek intézése volt. Az előadóüléseken a geofizika és a rokontudományok különböző ágaiból hangzottak el előadások, amelyeket minden esetben vita követett.

Az ülések előadóit és témáit a következőkben soroljuk fel.

1956. február 10. *Albert Anna:* A legkisebb négyzetek elve. (Megemlékezés Legendre művének 150 éves évfordulójáról.) *Szabadváry László:* A Komló környéki geoelektromos mérések, különös tekintettel a geofizikai kiértékelés és földtani értelmezés kérdéseire. *Molnár Károly:* Földmágneses mérések a komlói szénbányászati területén.

1956. március 9. *Egyed László:* A földrengések eredete. *Csomor Dezső:* Magyarországi földrengések.

1956. május 11. *Makai Tivadar:* A lyukkártya rendszerű gépek ismertetése. *Zilahy Sebess László:* Lyukkártyás gépek alkalmazása a geofizikai számításokban. *Szikora Mihály:* A hazai gépek alkalmazási lehetősége tudományos feladatok megoldásában.

1956. május 18. Az örkényi gravitációs minimum területén végzett geofizikai mérések ismertetése és értelmezése. Előadók: *Oszlaczky Szilárd:* A kutatások időrendi áttekintése. *Facsinay László:* A nehézségi mérések eredményei. *Renner János:* A függővonal eltérések. *Groholy Tivadar:* Regionális szeizmikus mérések, sebességi anomáliák. *Hadz István Béla:* A földmágneses mérések eredményei. A hozzászólásokat és a vita eredményeit *Oszlaczky Szilárd* foglalta össze.

Az Egyesület 1956 április 13-án és 14-én mélyfúrási-geofizikai ankétot rendezett, amelynek célja az volt, hogy az eddig végzett munkák eredményeit és tanulságait összegezze és megvitassa

a felmerült problémákat. Az ankéton a következő előadások hangzottak el:

Dombai Tibor: A mélyfúrási geofizika népgazdasági jelentősége. *Kertai György:* A mélyfúrási geofizika szerepe a kőolajfeltárás és termelés munkájában. *Scheffer Viktor:* A mélyfúrási lyukszelvényezés fejlődésének útjai. *Wein György:* Szénkutató fúrárok földtani értelmezésének nehézségei. *Sebestyén Károly:* A hazai szénkutató és vízfeltáró fúrárok szelvényezésének helyzete. *Kánlós Károly:* A kutatások állása a hazai mélyfúrárok vizsgálatában. *Bencze Pál:* Induktív lyukszelvényezés hazai alkalmazása. *Jesch Aladár:* Új technikai felszerelések. *Lakatos Sándor:* Hordozható szelvényező berendezés. *Tatár János:* Rádióaktív lyukszelvényezés újabb eredményei.

Az ankét résztvevői április 7-én megtekintették a Geofizikai Mérőműszerek Gyárát.

1956 február 24-én klub délutánt rendeztünk, amelyeken megvitattuk a geofizikai kutatásnak szerepét és jelentőségét. A megbeszélést *Dombai Tibor* vezette, *Barta György*, *Egyed László*, *Forrás András*, *Kántás Károly* és *Stegena Lajos* rövid előadást tartottak.

1956 március 23-án a Magyar-Szovjet Barátsági Hónap keretében ünnepi ülést tartottunk, amelynek napirendje a következő volt: *Bese Vilmos:* Ünnepi megnyitó. *Lakatos Sándor:* Műszaki tapasztalatok a Szovjetunióban. *Scheffer Viktor:* Magyarországon használt szovjet geofizikai műszerek.

TARTALOM

| | |
|--|----|
| <i>Egyed László</i> : A regionális anomáliák elvi kérdéseiről | 3 |
| <i>Lassovszky Károly</i> : A luniszoláris hatás amplitudoviszonyának meghatározása a Budapesten 1951-ben 37 napon át végzett graviméterészlelésekből.. | 9 |
| <i>Müller Iván</i> : Közepes nehézség értékek meghatározása az ortométeres magasságok kiszámításához | 21 |
| <i>Szénás György</i> : Általános tapasztalatok a geofizikai módszerek magyarországi alkalmazásáról | 37 |

CONTENTS

| | |
|---|----|
| <i>L. Egyed</i> : Some notes concerning the principles of regional anomalies | 3 |
| <i>K. Lassovszky</i> : Die Bestimmung des Amplitudenverhältnisses des lunisolaren Effektes auf Grund der in Budapest im Jahre 1951, 37 Tage hindurch, ausgeführten Gravimeterbeobachtungen..... | 9 |
| <i>I. Müller</i> : Determination of mean gravity values for the computation of the ortometric heights | 21 |
| <i>G. Szénás</i> : General experiences of the application of geophysical methods in Hungary | 37 |